

EMANUEL KAYSER

LEHRBUCH DER GEOLOGIE

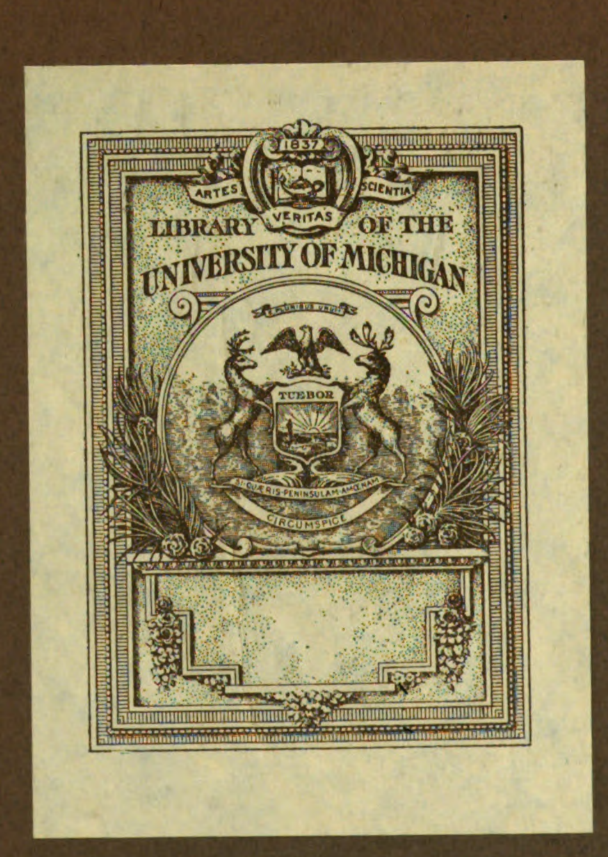
VIER BÄNDE

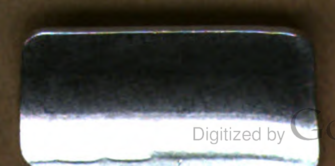
I. BAND

ALLGEMEINE GEOLOGIE I.

6. AUFLAGE

FERDINAND ENKE IN STUTTGART


1837
ARTES
SCIENTIA
VERITAS
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
TUEBOR
SI QUÆRIS PENINSULAM AMŒNAM
CIRCUMSPICE





LEHRBUCH

DER

GEOLOGIE.

VON

Dr. EMANUEL KAYSER,
GEH. REG.-RAT, PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT MARBURG IN HESSEN.

VIER BÄNDE.

I. UND II. BAND:
ALLGEMEINE GEOLOGIE.

SECHSTE VERMEHRTE AUFLAGE.



STUTTGART.
VERLAG VON FERDINAND ENKE.
1921.

LEHRBUCH

DER

ALLGEMEINEN GEOLOGIE.

VON

DR. EMANUEL KAYSER,

GEH. REG.-RAT, PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT MARBURG IN HESSEN.

ZWEI BÄNDE.

I. BAND:

PHYSIOGRAPHISCHE GEOLOGIE UND ÄUSSERE DYNAMIK.

SECHSTE VERMEHRTE AUFLAGE.

MIT 549 TEXTABBILDUNGEN.



STUTTGART.
VERLAG VON FERDINAND ENKE.
1921.

Druck der Union Deutsche Verlagsgesellschaft in Stuttgart.

Vorwort zur fünften Auflage.

Wie der 1915 erschienene „Abriß der Geologie", so ist auch die vorliegende Neuauflage der „Allgemeinen Geologie" ganz während des großen Krieges entstanden. Schon im Frühjahr 1915 trat mein Verleger, Herr Enke-Stuttgart, mit der Bitte an mich heran, ihm bis Ende des Jahres eine Neuauflage der Allgemeinen Geologie auszuarbeiten. Ich bin auch bald darauf an die Arbeit gegangen, habe sie aber bei den vielen sich alsbald als nötig erweisenden Änderungen und Zusätzen nicht vor Ende 1916 abschließen können. Ich habe die druckfertige Urschrift im März 1917 nach Stuttgart eingesandt; allein infolge der mannigfachen, jetzt mit der Herstellung derartiger Werke verbundenen Schwierigkeiten hat der Druck erst im Sommer 1917 in Angriff genommen und erst im Herbst 1918 beendigt werden können.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß die Literatur, soweit sie mir überhaupt zugänglich war — die des feindlichen Auslandes ist bekanntlich seit Kriegsausbruch nicht mehr nach Deutschland gelangt — nur bis Ende 1916 hat berücksichtigt werden können. Alles später Erschienene konnte leider nicht mehr verwertet werden. Eine Ausnahme bilden allein die Ausführungen auf S. 951—953 über gegenwärtige Bodenbewegungen im oberbayrischen Alpenvorlande, die mir so wichtig erschienen, daß ich es mir nicht versagen konnte, noch kurz vor Abschluß des Druckes eine kurze Mitteilung darüber einzuschalten.

Im Vergleich mit der vierten Auflage hat die vorliegende beträchtlich an Umfang zugenommen: der Text ist um reichlich 10 Bogen, die Zahl der Abbildungen um reichlich 100 gewachsen. Die Anordnung des Stoffes im großen ist unverändert geblieben; im einzelnen aber ist mancherlei geändert worden. So besonders in den Abschnitten, welche die Lagerungsformen der Eruptivgesteine und die vulkanischen Ausbruchserscheinungen behandeln, wo die Arbeiten des Amerikaners Daly, namentlich dessen „Igneous Rocks", die ihnen gebührende Berücksichtigung gefunden haben. Auch das schöne Werk eines anderen amerikanischen Geologen, A. Grabaus „Principles of Stratigraphy", habe ich mehrfach mit Gewinn benutzt. Eine weitgehende Umarbeitung hat ferner der Abschnitt über die Tätigkeit der Flüsse erfahren. Von sonstigen wichtigeren Zusätzen seien hier hervorgehoben die über Salz-

horste, über Radioaktivität, über Kolloidstoffe, Lateritbildung und LIESEGANGsche Ringe; über Bodenfließen und Unterwasserrutschungen; über die Bildung von Fastebenen, marine Sedimentation, gesteinszerstörende Algen, *Bacterium calcis*, Ätz- und Drucksuturen; über die kosmische Bedeutung des Vulkanismus, Abtragungsvorgänge von Vulkanen, Intrusionsbeben und pneumatolytische Gesteinsbildung.

Auch diesmal haben befreundete Fachgenossen mich durch Berichtigungen, durch Darleihung von Literatur und Vorlagen für Abbildungen unterstützt. Herrn Geheimrat Prof. DEECKE (Freiburg) verdanke ich das Kärtchen der Donauversickerung bei Immendingen und das des mitteleuropäischen Bebens vom November 1911, Herrn Prof. HÄBERLE (Heidelberg) die schönen Abbildungen auffälliger Klippen und Verwitterungsgitter des Pfälzer Buntsandsteins, Herrn MUSCHKETOFF (St. Petersburg) das prächtige Bild eines Turkestaner Riesenbarchans, Herrn Dr. H. CLOOS (Marburg) Mitteilungen über die südafrikanischen Diamanten-Pipes. Sehr verpflichtet bin ich auch Herrn Geheimrat Prof. M. SCHMIDT (München) für die Erlaubnis, einige Ergebnisse seiner noch unveröffentlichten Untersuchungen über die oben erwähnten merkwürdigen Bodenbewegungen in der oberbayrischen Hochebene verwerten zu dürfen. Ganz besonderen Dank aber schulde ich auch jetzt wieder meinem Freunde Prof. ALBERT HEIM (Zürich), der mir nicht nur eine Reihe schöner Zeichnungen (Hegau-Vulkane, alter Rheinlauf bei Schaffhausen u. a.) sowie einen Druckstock der Blattverschiebungen im Juragebirge, sondern auch eine sehr wertvolle Äußerung über die Kontraktion der Erde und den tangentialen Rindendruck zur Verfügung gestellt hat.

Eine Reihe wohlgelungener Lichtbilder, besonders im Abschnitte über die abblasende Tätigkeit des Windes, verdanke ich dem Assistenten am geolog. Institut in Marburg, Herrn W. VIËTOR. Sehr wesentlich hat mich ferner auch diesmal meine Tochter, Frau Professor ENGELMANN (Marburg) durch Anfertigung zahlreicher neuer Abbildungen, durch Mitlesen der Korrekturen sowie die Vervollständigung des sehr ausführlichen Registers unterstützt. Auch der Verlagsbuchhandlung endlich gebührt dafür, daß sie es auch unter den schwierigen heutigen Umständen verstanden hat das Werk zweckentsprechend auszustatten, Anerkennung und Dank.

München, Ende September 1918.

E. Kayser.

Vorwort zur sechsten Auflage.

Als ich im September 1918 das Vorwort zur letzten Ausgabe dieses Werkes niederschrieb, dachte ich nicht, daß ich noch einmal in die Lage kommen würde, eine neue Auflage des Buches auszuarbeiten; und nun ist es doch dazu gekommen!

Mein Verleger trat im Frühjahr 1920 mit dem Ersuchen an mich, baldmöglichst mit der Ausarbeitung einer neuen Auflage zu beginnen. Ich kam dieser Aufforderung alsbald nach und konnte schon im September die erste, im November auch die zweite Hälfte der druckfertigen Handschrift bis auf einen kleinen Schlußrest nach Stuttgart einsenden.

Da schon die letzte Auflage den Umfang von 1000 Seiten überschritten hatte und diesmal wieder viel Neues hinzugekommen ist, so war es unerläßlich, das Buch in zwei Bände zu teilen, deren erster die physiographische Geologie und äußere Dynamik, der zweite die innere Dynamik und das Register für beide Bände umfaßt.

Der vermehrte Umfang des Werkes erklärt sich besonders daraus, daß der petrographische Abschnitt eine den heutigen Anforderungen mehr entsprechende Umgestaltung und Erweiterung erfahren hat und daß auch die geologische Bedeutung der Klimate, die Vorgänge der Verwitterung, die Erscheinungen der Wüste, die Tiefeneruptionen und die Erdbeben ausführlicher behandelt und ein ganz neues Kapitel über Bodenbildung zugefügt worden ist.

Ein großer Übelstand war bei der Ausarbeitung des Buches das fast völlige Fehlen der seit 1914 erschienenen ausländischen Fachliteratur. Nur aus Amerika habe ich einige Zusendungen erhalten, für die ich namentlich Herrn Prof. Charles Schuchert in New Haven verpflichtet bin. Im übrigen aber kann ich auch diesmal nur für die vielfältige Unterstützung dankbar sein, die ich von zahlreichen Fachgenossen durch Darleihung von Literatur und Vorlagen für neue Abbildungen, sowie durch Verbesserungen und Berichtigungen erfahren habe. An erster Stelle gebührt dieser Dank Herrn Prof. Erich Kaiser hierselbst für seine sachkundige und tätige Mithilfe bei der Umarbeitung der die Petrographie und die Vorgänge in Trockengebieten behandelnden Abschnitte; an zweiter Stelle Herrn Prof. Hans Cloos für wertvolle, von mir

fast unverändert übernommene Mitteilungen über die südafrikanischen Wüsten, über die Viktoriafälle des Sambesi, über javanische Vulkane und besonders über schlesische Granitintrusionen. Sehr unterstützt hat mich auch Herr Prof. ALB. HEIM durch Darleihung einer schönen von ihm entworfenen Karte der Schwereverhältnisse der Schweiz, sowie die Herren Landesgeologen Prof. P. G. KRAUSE (Eberswalde) und Dr. W. WAGNER (früher Straßburg i. Elsaß) durch Überlassung lehrreicher Photographien, bzw. eines prächtigen neuen Profils durch den Rheintalgraben. Weiter bin ich Herrn Dr. TAMS von der Hamburger Erdbebenwarte für seine treffliche Überarbeitung des Abschnitts über Erdbebenerscheinungen zu großem Dank verpflichtet, und ebenso der Verlagsbuchhandlung dafür, daß sie es auch in diesen schweren Zeiten möglich gemacht hat, das Werk in der alten schönen Weise auszustatten.

Die zahlreichen neuen Abbildungen entstammen großenteils der künstlerischen Hand meines Schwiegersohnes, des Architekten OTTO VÖLCKERS hierselbst. Die Korrekturen hat Herr Prof. E. KAISER mitzulesen die Güte gehabt.

Möchte das Buch auch in seiner neuen Gestalt eine ebenso freundliche Aufnahme finden wie die früheren Auflagen!

München, im Februar 1921.

E. Kayser.

Inhaltsverzeichnis.

Berichtigungen zum Rheintalprofil, Fig. 202
(zwischen S. 270 und 271).

1. Auf der rechten Rheinseite, zwischen Rhein und Schwarzwald, sind die das Oligozän durchsetzenden Verwerfungen bis ins Quartär hinein verlängert worden. Sie müssen aber schon unter diesem absetzen.

2. Im Erläuterungsschildchen 4 (älteres, gips- und salzführendes Oligozän) müssen die Punkte wegfallen. Das Schildchen muß also ganz weiß bleiben. Die Punktreihen der fraglichen Stufe im Profil sollen nur deren Salzlager angeben.

Einleitung.

Die **Geologie** ist die Lehre von der stofflichen und, zwar besonders der mineralischen Beschaffenheit, von dem Bau und der Geschichte unserer Erde[1]).

Unter Erde aber haben wir in erster Linie die feste Rinde unseres Planeten zu verstehen. Zwar gehören zum Erdkörper als untrennbare Teile auch seine Wasser- und Lufthülle, deren erste die größten Vertiefungen der Rinde erfüllt, während die zweite den Erdball als zusammenhängende Schale umgibt, und ebenso die Tier- und Pflanzenwelt, die die Oberfläche der Erde seit undenklichen Zeiten bevölkern; allein alle diese, die Atmosphäre, die Hydrosphäre und die „Biosphäre" (wie man die organische Welt auch bezeichnet), sind für den Geologen nur insofern von Bedeutung, als sie eine Einwirkung auf die feste Rinde des Erdkörpers ausüben. Diese Rinde oder die Lithosphäre, wie man sie in neuerer Zeit entsprechend den anderen „Sphären" gern nennt, bleibt immer der Hauptgegenstand der geologischen Forschung. Da aber die Erdrinde aus Gesteinen besteht, so läßt sich noch bestimmter aussprechen, daß es Gesteine der Rinde sind, mit denen die Geologie sich vor allem zu beschäftigen, deren Zusammensetzung, Anordnung und Bildungsweise sie zu erforschen hat.

Die Geologie bleibt indes nicht stehen bei der Erforschung der verschiedenen Gesteinsbildungen der Erdkruste. Sie geht weiter: sie will auch die Entwicklungsgeschichte des Erdkörpers ergründen, und dies ist sogar ihre vornehmste Aufgabe.

Fragt man, auf welchem Wege die Geologie dies ihr höchstes Ziel zu erreichen sucht, so lautet die Antwort: eben durch die Erforschung der Gesteinsbildungen der Kruste.

---

[1]) Als Verdeutschung des Wortes Geologie liegt die Bezeichnung Erdkunde nahe. Da diese Bezeichnung indes seit langem für die nahverwandte Wissenschaft der Geographie üblich ist, hat man den Ausdruck Geologie mit „Erdgeschichte" übersetzt. Diese Übersetzung erscheint auch insofern ganz zutreffend, als darin die der Geologie zukommende und sie von der wesentlich beschreibenden Geographie unterscheidende geschichtliche Eigenart deutlich zum Ausdruck kommt.

Dies bedarf einer kurzen Ausführung. Unsere Erde hat eine Vergangenheit von unermeßlicher Länge. Sie hat, ehe sie ihre heutige Gestaltung und Beschaffenheit erlangte, eine lange Reihe von Entwicklungszuständen durchlaufen, die im einzelnen in physikalischer, geographischer, klimatischer und biologischer Hinsicht sehr abweichend waren. Alle diese verschiedenen, nach Zeit und Ort sehr wechselnden Bildungszustände spiegeln sich nun aber ab in den zahllosen übereinanderliegenden Gesteinsablagerungen der Rinde, die im Laufe unermeßlich langer Zeiträume entstanden, ihre besondere Beschaffenheit eben jenen verschiedenartigen Bildungsbedingungen verdanken.

Die Gesteine spielen mithin für den Geologen eine ähnliche Rolle, wie für den Geschichtsforscher geschriebene oder gedruckte Urkunden und für den Erforscher vorgeschichtlicher Zeitalter Werkzeuge, Waffen und andere aus der betreffenden Periode auf uns gekommene Reste: sie sind für ihn das Mittel zur Erforschung der Geschichte der Erde.

Ein paar Beispiele mögen erläutern, welche weitreichenden Schlüsse sich aus der Beschaffenheit der Gesteine ableiten lassen.

Stellen wir uns vor, daß wir weitab vom Meere, etwa in Schwaben, einen aus Riffkorallen bestehenden Kalkstein der Juraformation vor uns haben. Dieser Kalk beweist zunächst in unzweifelhafter Weise, daß zur Zeit seiner Bildung dort, wo sich jetzt festes Land ausdehnt, der Ozean flutete. Da aber Riffkorallen zu ihrem Gedeihen eines tropischen Meeres bedürfen, so beweist der Kalk weiter, daß in der Jurazeit die klimatischen Verhältnisse Mitteleuropas von den heutigen sehr verschieden waren. Der Umstand endlich, daß die großen Riffe der Gegenwart überall den Küsten nahe bleiben, wird uns veranlassen können, auch in der Nähe unseres fossilen Riffes nach dem ehemaligen Festlande zu suchen. Diese Bemühungen werden unter Umständen erfolgreich sein: genauere Beobachtungen über die Verbreitung und Form des Riffs und die geologischen Verhältnisse seiner Umgebung werden uns vielleicht wichtige Anhaltspunkte zur Beurteilung der Gestaltung des betreffenden Stückes der Erdoberfläche zur Zeit der Bildung unseres Kalksteins liefern. Wir sehen aus diesem Beispiele, wie eine Reihe einfacher, sich an ein Kalkvorkommen knüpfender Schlußfolgerungen uns instand setzt, eine Anzahl wichtiger geographischer, klimatischer und biologischer Fragen für einen weit zurückliegenden Abschnitt der Erdgeschichte zu beantworten.

Um das gleiche noch an einem weiteren Beispiel zu erläutern, nehmen wir an, daß wir im nördlichen Deutschland einen Aufschluß von diluvialem Geschiebemergel vor uns haben, jenem weitverbreiteten schichtungslosen, ganz unregelmäßig mit Geschieben der verschiedensten Gestalt, Größe und petrographischen Beschaffenheit erfüllten Blocklehm. Ein genaues Studium dieses merkwürdigen Gebildes, die Erkenntnis, daß der größte Teil der Geschiebe aus Skandinavien stammt, daß viele von ihnen die nämliche Glättung und

Schrammung zeigen, wie die Geschiebe unserer heutigen Gletschermoränen, und daß überhaupt die ganze Beschaffenheit des Gesteins mit den Grundmoränen unserer Gletscher übereinstimmt — alle diese Feststellungen haben im Verein mit anderen Beobachtungen die Geologen zu der Erkenntnis geführt, daß in einem verhältnismäßig sehr jungen Abschnitte der Erdgeschichte der ganze Norden unseres Vaterlandes unter einer gewaltigen Eisdecke begraben lag. Nach Art des Inlandeises, das sich heutzutage über Grönland ausbreitet, reichten diese Eismassen als geschlossene Decke von Skandinavien bis weit nach Deutschland herüber und brachten ebensowohl die zahllosen Wanderblöcke des norddeutschen Tieflandes mit, wie sie das Material für die mächtigen Schotter-, Sand- und Lehmablagerungen des norddeutschen Diluviums geliefert haben.

Diese beiden Beispiele werden genügen, um zu zeigen, wie ein jedes Gestein uns seine Geschichte berichtet. Diese Geschichte ist aber nichts anderes als ein Stück der allgemeinen Erdgeschichte. Wir brauchen nur alle Einzelberichte zu vereinigen, um eine Geschichte der gesamten Erde zu erhalten.

Dabei ist nun aber sehr wichtig, daß diese Geschichte sich nicht bloß auf den leblosen Teil des Erdkörpers bezieht, sondern auch auf dessen Lebewelt. Dies hängt damit zusammen, daß ein großer Teil der Gesteine außer den mineralischen Bestandteilen auch Reste der Pflanzen und Tiere enthält, die zur Zeit ihrer Ablagerung lebten. Das Studium dieser Reste, der Versteinerungen, die Feststellung der Unterschiede, die sie in den verschiedenen aufeinanderfolgenden Formationen zeigen, macht uns auch mit dem Entwicklungsgange des organischen Lebens unserer Erde von den ältesten Zeiten bis auf die Gegenwart bekannt.

Daß bei der Lückenhaftigkeit und Vieldeutigkeit, die den geologischen Urkunden vielfach anhaftet, die Entzifferung der Erdgeschichte keine leichte Aufgabe ist, bedarf keiner weiteren Ausführung. Ebenso liegt auf der Hand, daß es einer besonderen Vorbereitung und Schulung bedürfen wird, um aus den Merkmalen eines Gesteins richtige Schlüsse auf seine Bildungsweise ableiten zu können. Man muß eben zu lesen verstehen, um die Schrift, in der die Natur ihre Geschichte geschrieben hat, entziffern zu können. Es sind hierzu nicht nur eine Menge physikalischer, chemischer, meteorologischer, mineralogischer, paläontologischer, biologischer und noch anderer Kenntnisse nötig, sondern vor allem auch eine genaue Vertrautheit mit den Wegen und Umständen, unter denen überhaupt die Bildung der Gesteine vor sich geht. So wird z. B. nur der die Entstehungsweise des obenerwähnten jurassischen Riffkalks richtig zu deuten vermögen, der mit den Lebens- und Wachstumsbedingungen der

heutigen Riffkorallen vertraut ist, und ebenso nur derjenige die Bildung des diluvialen Geschiebemergels, der mit den Erscheinungen der jetzigen Gletscher, ihren Wirkungen und Ablagerungen bekannt ist.

Aus alledem erhellt, daß es eine Hauptaufgabe des Geologen sein wird, sich so eingehend wie möglich mit allen zur Gesteinsbildung führenden Vorgängen bekannt zu machen. Dies heißt aber nichts anderes, als die Gesamtheit der auf der Erde wirkenden geologischen Kräfte zu erforschen. Denn fast bei allen geologischen Vorgängen, einerlei ob sie auf oder unter der Erde stattfinden, ob es sich um Erscheinungen vulkanischer Art oder um Verwitterungs- und Zersetzungsvorgänge, um die Tätigkeit des Meeres oder der Flüsse, des Eises oder der Wüste handelt, fast immer kommt es zur Bildung von Mineralmassen im großen, d. h. von Gesteinen.

Derjenige Zweig der Geologie, der die noch jetzt auf der Erde sich abspielenden geologischen Vorgänge behandelt, wird mit einem von dem amerikanischen Geologen JAMES DANA eingeführten Namen als dynamische Geologie bezeichnet. Er bildet einen der wichtigsten Teile der Geologie. Denn da dieselben Kräfte, die die Erdoberfläche heute beherrschen, auch in der gesamten geologischen Vorzeit tätig gewesen sind, so ist es die dynamische Geologie, die uns den Schlüssel zum Verständnis der geologischen Erscheinungen auch der Vergangenheit bietet.

Die dynamische Geologie ist es, die den eigentlichen Kern dessen bildet, was man als **allgemeine Geologie** bezeichnet. Außerdem aber pflegt man bei der allgemeinen Geologie noch eine Reihe anderer Dinge abzuhandeln, die zum Teil, wie die Gestalt, Dichte und Wärme des Erdkörpers, die allgemeine Gliederung seiner Oberfläche usw., anderen verwandten Wissenschaften entlehnt, zum Teil, wie die Lehre vom Schichtenbau, rein geologischer Natur sind. Man pflegt alle diese Dinge, ebenfalls nach dem Vorgange von J. DANA, unter dem Namen physiographische Geologie zusammenzufassen und sie der dynamischen Geologie als Einleitung vorauszuschicken.

Die allgemeine Geologie würde sich somit in zwei Hauptteile gliedern, nämlich 1. die physiographische und 2. die dynamische Geologie.

Betrachten wir nunmehr genauer den Inhalt dieser beiden Abteilungen.

I. Physiographische Geologie.

Es wird hier zuerst die Erde als kosmischer Körper ins Auge zu fassen und ihre Stellung im Weltenraume sowie ihre Beziehungen zu den um-

gebenden Himmelskörpern zu betrachten sein. Daran wird sich zweckmäßig sogleich die Besprechung der Ansichten über den Ursprung unseres Planetensystems und damit auch der Erde knüpfen. Darauf soll folgen die Betrachtung der allgemeinen Gestalt und Größe des Erdkörpers, seiner Dichte, seiner Wärmeerscheinungen — und zwar sowohl der äußeren als auch der inneren — sowie seiner magnetischen Verhältnisse, soweit alle diese Dinge für die Geologie von Wichtigkeit sind. Da dieser Abschnitt der Physiographie hauptsächlich Gegenstände behandelt, die der Astronomie und der Geophysik entlehnt sind, so kann er als der astronomisch-geophysikalische bezeichnet werden.

In einem zweiten Abschnitt sollen die Hauptglieder der Erde, nämlich die beiden flüssigen Hüllen (die Atmosphäre und die Hydrosphäre) und die feste Erdkugel einer allgemeinen Betrachtung unterzogen werden. Da dieser Abschnitt Gegenstände behandelt, mit denen sich auch die Geographie beschäftigt, so bezeichnen wir ihn als den geographischen.

Ein letzter Abschnitt der physiographischen Geologie wird naturgemäß der Betrachtung der Erdrinde gewidmet sein, und erst damit betreten wir rein geologischen Boden. Es wird hier zunächst ein Überblick über die chemische und mineralische Zusammensetzung und die wichtigsten Struktur- und Texturverhältnisse der Gesteine zu geben sein, dann eine kurze Übersicht über die wichtigsten Gesteinstypen. Daran wird sich eine Besprechung der Absonderungs- und weiter der Lagerungsformen der Gesteine knüpfen. Den Schluß dieses Abschnittes soll ein Abriß der Lehre vom Schichtenbau oder der Tektonik bilden. Nach seinem Inhalt kann dieser Teil der Physiographie als der petrographisch-tektonische bezeichnet werden.

II. Dynamische Geologie.

Trotz ihrer außerordentlichen Mannigfaltigkeit läßt sich die Gesamtheit der auf der Erde stattfindenden geologischen Vorgänge naturgemäß in zwei große Gruppen bringen, nämlich 1. die endogenen oder tellurischen Erscheinungen, die durch Kräfte hervorgerufen werden, die ihren Sitz und Ausgangspunkt im Erdkörper (in der Tellus) haben, und 2. exogene oder kosmische, die ihren Ursprung außerhalb der Erde, im Kosmos, namentlich auf der Sonne und dem Monde haben. In erster Linie kommt für die exogenen Vorgänge, für die äußere Dynamik, die Wärmestrahlung der Sonne in Betracht. Sie ist es, die sowohl den Kreislauf des Wassers auf der Erde als auch die Bewegungen der Atmosphäre und des Meeres und das organische Leben, und damit eine Reihe der wichtigsten Hilfsmittel zur fortwährenden Umgestaltung der Erdoberfläche hervorbringt. Dagegen ist, wie später gezeigt werden soll, die letzte Ursache

der endogenen Vorgänge, der inneren Dynamik, in der durch die gesamte geologische Zeit hindurch stattgehabten und noch jetzt fortdauernden Abkühlung des Erdballs zu suchen. Sie ist der Hauptgrund für die vulkanischen Ausbruchserscheinungen, ebenso wie für die Gebirgsbildung, die Erdbeben, die Hebungen und Senkungen der Kruste und noch andere Erscheinungen.

1. Exogene Vorgänge (äußere Dynamik).

Sie können in der allgemein üblichen Weise eingeteilt werden in 1. solche der Atmosphäre, 2. solche des Wassers und 3. solche der Organismen. Am wichtigsten und am mannigfaltigsten sind die Wirkungen des Wassers, schon weil dieses in doppelter Gestalt, als Wasser und als Eis, wirksam ist.

2. Endogene Vorgänge (innere Dynamik).

Sie lassen sich einteilen in 1. die vulkanische Ausbruchstätigkeit und die damit zusammenhängenden Erscheinungen und 2. die verschiedenartigen Bewegungsvorgänge der Erdkruste und deren Begleiterscheinungen: Gebirgsbildung, Niveauschwankungen, Erdbeben, mechanische Gesteinsumformung und Dislokationsmetamorphose.

Außer mit den genannten Dingen hat sich die dynamische Geologie endlich noch mit der wichtigen Frage nach der Entstehungsart der verschiedenen die Kruste zusammensetzenden Gesteine zu beschäftigen. An vielen Stellen wird sich Gelegenheit bieten, auf die Bildungsweise dieses oder jenes Gesteins einzugehen; außerdem aber soll am Schluß der Besprechung der exogenen wie auch der endogenen Vorgänge ein kurzes zusammenfassendes Kapitel über die aus ihnen hervorgegangenen Gesteine Platz finden.

Im obigen ist bereits hervorgehoben worden, daß die Kenntnis der gegenwärtigen geologischen Vorgänge deshalb von der allergrößten Bedeutung ist, weil erst sie uns das richtige Verständnis nicht nur für die geologischen Erscheinungen der Gegenwart, sondern auch für die der Vorzeit eröffnet. Es ist freilich noch nicht lange her, daß diese Erkenntnis zu allgemeiner Anerkennung gelangt ist. Noch während des größten Teils der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts glaubte man, daß die heutigen geologischen Kräfte zur Erklärung der Tatsachen der geologischen Vergangenheit nicht ausreichten. Erst seit jener Zeit hat sich allmählich, besonders dank den Schriften von CHARLES LYELL, die gegenteilige Überzeugung Bahn gebrochen. Die frühere Kataklysmentheorie, die große, von Zeit zu Zeit infolge

unbekannter Ursachen eintretende Weltkatastrophen annahm, ist damit gefallen und hat der jetzt herrschenden Theorie des Aktualismus Platz gemacht. Diese Theorie bestreitet nicht die Möglichkeit, daß in früheren Zeiten infolge andersgearteter Bedingungen das Maß der Kraftäußerungen ein größeres gewesen sein kann; sie behauptet nur, daß das Wesen der Kräfte selbst die ganze geologische Zeit über unverändert geblieben ist — eine Anschauung, die mit einem Hauptgrundsatze der heutigen Naturwissenschaft — dem von der Unveränderlichkeit von Kraft und Stoff — in vollstem Einklange steht und nur eine Anwendung dieses allgemeinen Grundsatzes auf das Gebiet der Geologie bedeutet.

Zusammenstellung einer Anzahl der wichtigsten Lehr- und Handbücher der Geologie.

a) Deutsche Literatur.

G. Bischof, Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. 2. Aufl. 3 Bde. u. Suppl. Bonn 1863—1871.

H. Credner, Elemente der Geologie. 10. Aufl. Leipzig 1906.

v. Fritsch, Allgemeine Geologie. Stuttgart 1888.

v. Gümbel, Grundzüge der Geologie. Kassel 1885—1888.

Hann, v. Hochstetter u. Pokorny, Allgemeine Erdkunde. Leipzig 1886. — 5. Auflage, bearbeitet durch Brückner. Leipzig 1896—1899.

v. Hauer, Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der österreichisch-ungarischen Monarchie. 2. Aufl. Wien 1877.

Hörnes-Leonhard, Grundzüge der Geognosie und Geologie. 4. Aufl. Leipzig 1885—1889.

E. Kayser, Lehrbuch der geologischen Formationskunde. 5. Aufl. Stuttgart 1913.

F. Löwl, Geologie. Leipzig und Wien 1906, Fr. Deuticke.

Naumann, Lehrbuch der Geognosie. 2. Aufl. 3 Bde. (unvollendet). Leipzig 1858 bis 1872.

Neumayr, Erdgeschichte. 2 Bde. 2. Auflage, bearbeitet durch Uhlig. 1895. 3. Auflage von J. E. Suess. 1920.

Reyer, Theoretische Geologie. Stuttgart 1888.

v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886.

F. Rinne, Gesteinskunde. 5. Aufl. Leipzig 1920.

J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie. Bd. I, II, III, 1. Berlin 1879—1890.

F. X. Schaffer, Grundzüge der allgemeinen Geologie. Leipzig und Wien 1916.

Studer. Lehrbuch der physikalischen Geologie und Geographie. 2 Bde. Bern 1844—1847.

E. Suess, Antlitz der Erde. 4 Bde. Wien 1883—1909.

Al. Tornquist, Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde. Berlin 1913. — Derselbe, Grundzüge der allgemeinen Geologie. Berlin 1916. — Derselbe, Geologie. I. Teil: Allgemeine Geologie. Leipzig 1916.

Fr. Toula, Lehrbuch der Geologie. 2. Aufl. Wien 1906.

b) Fremde Literatur.

DE LA BECHE, Vorschule der Geologie (deutsch von DIEFFENBACH). Braunschweig 1853.

LE CONTE, Elements of geology. 3. Aufl. New York 1891.

J. DANA, Manual of geology. 3. (letzte) Aufl. New York 1895.

DAUBRÉE, Experimentalgeologie (deutsch von GURLT). Braunschweig 1880.

ARCH. GEIKIE, Textbook of geology. 3. Aufl. 2 Bde. London 1903.

AMAD. GRABAU, Principles of Stratigraphy. New York 1913.

E. HAUG, Traité de géologie. I. Les phénomènes géologiques (Allgemeine Geologie). Paris 1907. II. Les périodes géologiques (Histor. Geol.) 1908–1911.

DE LAPPARENT, Traité de géologie. 5. Aufl. 3 Bde. Paris 1906.

CH. LYELL, Principles of geology. 11. Aufl. 2 Bde. London 1872.

MUSCHKETOFF, Physische Geologie (russisch). 1. Aufl. 2 Bde. St. Petersburg 1888–1891. Bd. II: Denudationsvorgänge. 2. Aufl. 1906.

PARONA, Trattato di geologia. Mailand 1906.

L. PIRSSON and CH. SCHUCHERT, Textbook of geology. New York 1915.

THOMAS C. CHAMBERLIN and ROLLIN D. SALISBURY, Geology. 3 Bde. New York 1906. Bd. I: Geological processes etc. (Allgemeine Geologie).

Erste Hauptabteilung.

Physiographische Geologie.

I. Astronomisch-geophysikalischer Abschnitt.

Die Erde als Glied des Sonnensystems.

Die Erde bewegt sich gleich allen übrigen Planeten unseres Sonnensystems in einer nahezu kreisförmigen Bahn von W nach O um die Sonne. Von ihr, als dem Zentralkörper des ganzen Systems, erhalten alle Planeten Licht und Wärme. Die Masse der Sonne überwiegt die aller Planeten zusammen um das 700fache. Ihre mittlere Entfernung von der Erde beträgt rund 20 Millionen geographische Meilen, ihr Durchmesser 108 Erddurchmesser, ihr Volum 1 260 000 Erdvolumina, ihre Dichte aber nur $^1/_4$ der Erddichte. Sie dreht sich in etwa 25 Tagen in westöstlicher Richtung um ihre Achse.

Die Planeten zerfallen in drei Gruppen:

1. Innere Planeten. Sie sind mittelgroß, sehr dicht und wenig abgeplattet. Hierher gehören: Merkur, Venus, Erde und Mars.

2. Kleine Planeten oder Planetoiden (Asteroiden). Alle sind teleskopisch[1]) und besitzen stark exzentrische Bahnen. Man kennt bereits über ein halbes Tausend. Sie sind vielleicht aus der Zerstörung eines ehemaligen äußersten inneren Planeten hervorgegangen.

3. Äußere Planeten. Sie sind groß, stark abgeplattet und wenig dicht. Hierher gehören:

Jupiter. An Masse und Volum alle übrigen Planeten zusammengenommen übertreffend, obwohl seine Dichte nur $^1/_4$ der Erddichte beträgt. Man weiß, daß sie, wie bei der Erde, aber in noch stärkerem Maße als bei dieser, nach innen zunimmt[2]). Seine Abplattung ist $^1/_{14}$. Er besitzt 9 Trabanten.

---

[1]) Alle Planetoiden zusammengenommen würden eine Kugel von etwa $^1/_{20}$ Erdradius bilden.

[2]) Das Verhältnis der Oberflächendichte zur Kerndichte ist beim Jupiter etwa 1 : 8, bei der Erde nur 1 : 4.

S a t u r n. Er steht an Masse und Volum dem Jupiter zunächst. Seine Dichte beträgt nur $^1/_8$ der Erddichte, seine Abplattung $^1/_{10}$. Die auszeichnende Eigentümlichkeit des Saturns bildet der ihn umgebende, frei in seiner Äquatorialebene schwebende, breite, aber sehr dünne Ring[1]), dessen Vorhandensein

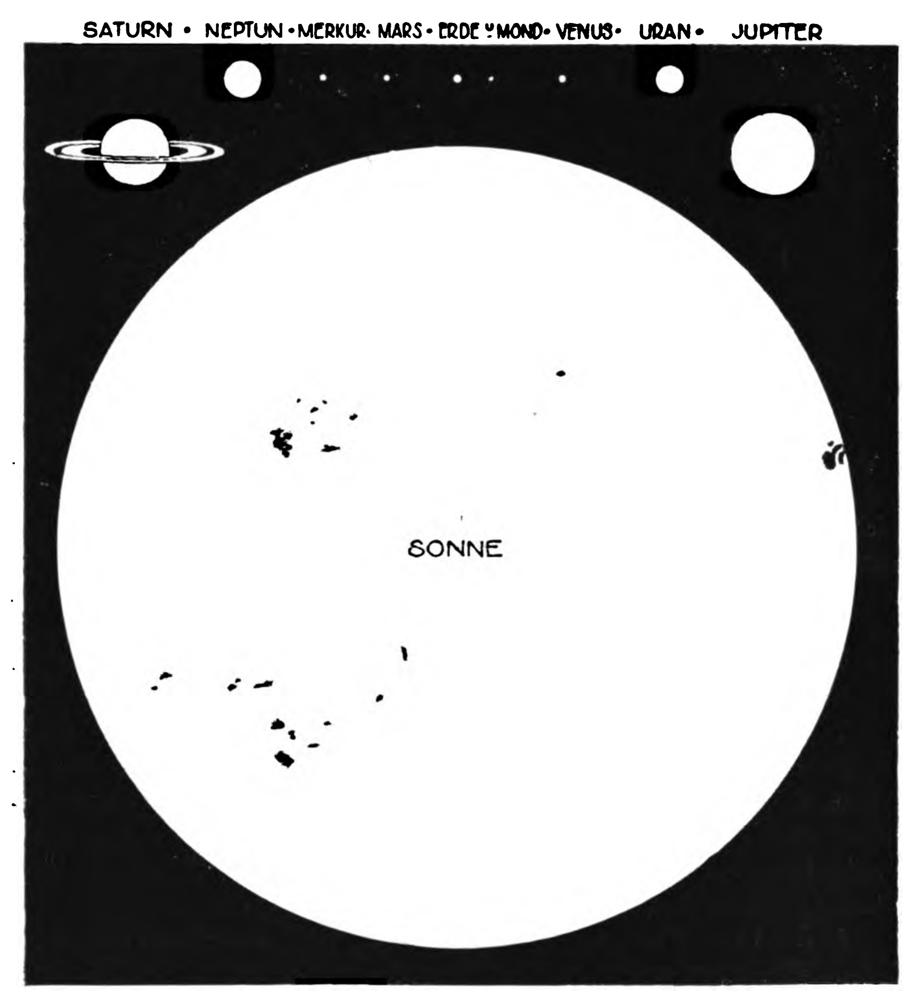


Fig. 1. Sonne und Planeten im wahren Größenverhältnis zueinander. Die Sonne mit Fleckengruppen.

wegen der darauf gestützten Theorie von der Entstehung der Trabanten und Planeten von größter Wichtigkeit ist. Außerdem besitzt der Saturn noch 10 sehr kleine Monde.

[1]) Der Ring setzt sich aus drei durch dunkle Zwischenräume getrennten Kreisscheiben zusammen und besteht aus kleinen festen Körpern, die jetzt für Meteoriten gehalten werden.

U r a n u s. 1780 von **Fr. W. Herschel** entdeckt. Abplattung $^1/_{10}$, Dichte $^1/_6$ der Erddichte. 4 Monde.

N e p t u n. Erst 1846 durch **Leverrier** entdeckt. Dichte $^1/_3$. 1 Mond.

Die Bahnebenen aller Planeten decken sich nahezu und fallen im wesentlichen mit der Äquatorialebene der Sonne zusammen. Alle bewegen sich in der Richtung von W nach O um ihre Achsen und alle in der nämlichen Richtung um die Sonne.

Betreffs der Abstände der Planeten von der Sonne sei bemerkt, daß im allgemeinen ein jeder nahezu doppelt so weit von der Sonne entfernt ist als der nächstinnere (d. h. der ihm in der Richtung nach der Sonne zunächststehende) Planet.

Die Drehung der Erde um ihre Achse bedingt bekanntlich den Wechsel von Tag und Nacht; dagegen ist es ihre Umdrehung um die Sonne, die im Verein mit der Neigung der Drehungsachse zur Erdbahn, der sogenannten Ekliptikschiefe, den Wechsel der Jahreszeiten hervorruft.

In betreff der A c h s e n d r e h u n g nimmt man vielfach an, daß sie im Laufe der Zeiten immer langsamer geworden ist. Am eingehendsten hat diese Frage der englische Geophysiker G. **Darwin** untersucht. Er hat gezeigt, daß bei Annahme einer gewissen Plastizität des Erdkörpers in dessen Innerem Ebbe- und Fluterscheinungen, ähnlich denen der Ozeane entstehen mußten. Diese „inneren Gezeiten“ mußten eine dauernde Reibung auf die feste Erdkruste ausüben, durch die die Achsendrehung allmählich verlangsamt wurde. Die damit zusammenhängende beständige Verlängerung des Tages wurde durch die Drehungsbeschleunigung, die sich aus der fortgesetzten Zusammenziehung und Verkleinerung des Erdkörpers ergab, nicht ausgeglichen. Nach **Darwins** Berechnungen würde die Dauer des siderischen Tages vor etwa 57 Millionen Jahren nur $6^3/_4$ Stunden, vor 46 Millionen Jahren aber schon 15 Stunden betragen haben.

Die E k l i p t i k s c h i e f e beträgt einige 20° und schwankt innerhalb langer Zeiträume (40 000 Jahre) zwischen $21^1/_2$ und $27^1/_2$°. Nach G. **Darwin** wäre sie ehemals im Zusammenhange mit einer viel größeren Nähe des Mondes erheblich größer gewesen als heute. Es liegt nun auf der Hand, daß mit Zu- und Abnahme der Neigung der Rotationsachse auch die Unterschiede von Sommer und Winter eine Verschärfung oder Verminderung erfahren werden. Da aber die Änderungen der Ekliptikschiefe nie über den Betrag von wenigen Graden hinausgehen, so scheinen die dadurch verursachten klimatischen Änderungen nie sehr beträchtlich werden zu können. Einen viel größeren Einfluß auf die Temperaturverhältnisse der Erde üben jedenfalls zwei andere astronomische Erscheinungen aus, nämlich die Präzession und die Exzentrizität.

P r ä z e s s i o n. Diese schon lange bekannte Erscheinung steht in inniger Verbindung mit der Gestalt der Erde. Wäre die Erde eine voll-

kommene Kugel, so würde die Lage der Rotationsachse durch die Anziehung von Mond und Sonne keinerlei Störungen erfahren. Da dies aber nicht der Fall ist, so entsteht eine Drehung der Achse, bei der diese einen Kegel oder richtiger Doppelkegel beschreibt. Die beiden Pole der Achse durchlaufen

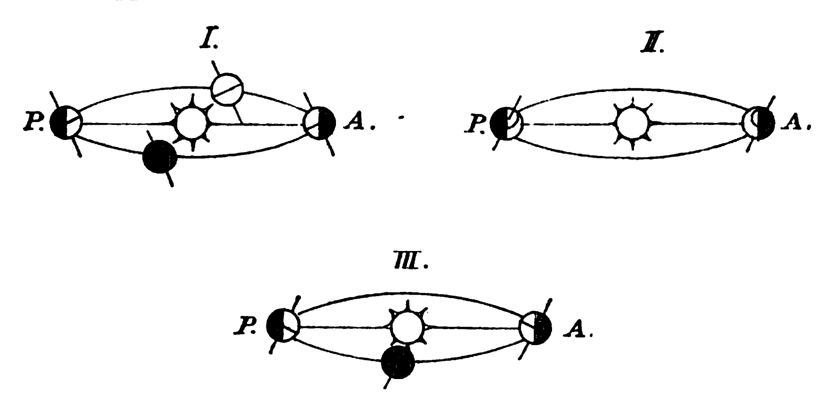


Fig. 2. Änderungen der Lage der Erdachse infolge der Präzession.
P. Perihel, *A.* Aphel.

nach und nach je einen geschlossenen Kreis, zu dessen Vollendung ein Zeitraum von ungefähr 26 000 Jahren erforderlich ist. Eine Folge dieser Drehung der Erdachse ist, daß, während zurzeit die nördliche Hemisphäre ihren Winter im Perihel (in der größten Sonnennähe) hat (Stadium I in Fig. 2), nach Verlauf von etwa 13 000 Jahren (Stadium III) dasselbe Verhältnis für die südliche Halbkugel eintreten wird, während alsdann die nördliche ihren Winter im Aphel (der größten Sonnenferne) haben wird. Eine große Bedeutung können diese Bewegungen der Erdachse in Verbindung mit Änderungen in der Exzentrizität der Erdbahn erlangen.

Exzentrizität. Die Gestalt der Erdbahn bleibt sich nicht gleich, sondern unterliegt allmählichen säkulären Änderungen, durch die sie sich

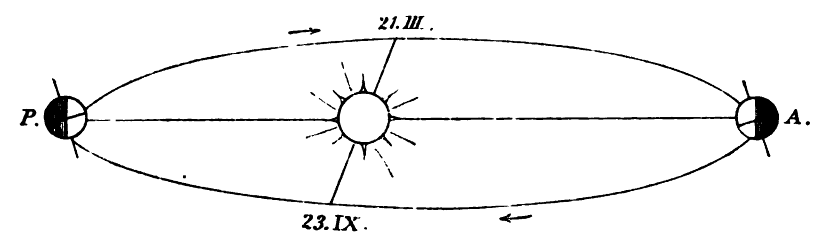


Fig. 3. Exzentrizität der Erdbahn.

abwechselnd der Kreisform nähert und von dieser entfernt. Für das Jahr 1800 betrug der Wert der Exzentrizität 0,0168. Im ganzen schwankt er zwischen 0,00331 und 0,0778. Im ersten Falle ist die Differenz zwischen Perihel und Aphel sehr gering; im letzten dagegen beträgt sie über 3 Millionen geographische

Meilen. Diese Änderungen erfolgen in sehr großen Zeiträumen. Das letzte Maximum der Exzentrizität fand vor ungefähr 200 000 Jahren, das vorletzte vor länger als $^1/_2$ Million Jahren statt. Da die Wärmemenge, welche die Erde von der Sonne empfängt, sich umgekehrt verhält wie das Quadrat ihrer Entfernung von der Sonne, so liegt auf der Hand, daß die Exzentrizität sicherlich von Einfluß auf die früheren klimatischen Verhältnisse der Erde gewesen sein muß.

Änderungen in der Lage der Erdachse und Polwanderungen.

Wie wir später, bei Betrachtung der klimatischen Verhältnisse der geologischen Vorzeit sehen werden, finden sich in der Polarzone, in Gegenden, wo heutzutage der Boden immer gefroren bleibt, tertiäre Kohlenlager mit Resten einer hochorganisierten Flora. Diese Tatsache hat in den letzten Jahrzehnten eine Reihe von Geologen zu der Annahme veranlaßt, daß die Drehungsachse der Erde und damit auch die Pole nicht stets die heutige Lage gehabt hätten, sondern daß auch in dieser Beziehung im Laufe der geologischen Zeiten große Änderungen stattgefunden haben könnten. Namentlich der schwedische Geologe Nathorst hat diese Vermutung zur Erklärung der merkwürdigen Verhältnisse der Tertiärfloren des Nordpolargebietes zu verwerten gesucht.

Fragt man nach den geologischen Ereignissen, die eine Lageveränderung der Erdachse zur Folge haben könnten, so hätte man in erster Linie an Hebungen und Senkungen ausgedehnter Krustenteile, an beträchtliche Bodenabtragungen, an die Entstehung ausgedehnter Einsturzfelder, an die Ausfüllung tiefer Ablagerungsbecken, an gewaltige Eruptivergüsse, an große Eisanhäufungen an den Polen und andere ähnliche Massenverschiebungen über oder unter der Erdoberfläche zu denken. Es leuchtet auch ohne weiteres ein, daß alle derartigen Ereignisse auf die Lage der Achse wirken müssen, und es kann sich nur um die Größe der dadurch möglich werdenden Veränderungen handeln.

Die älteren Astronomen, unter ihnen besonders Laplace, verhielten sich durchaus ablehnend gegen den Gedanken an jede wesentliche Änderung in der Lage der Erdachse. Anders die neueren Astronomen und Physiker. So hat vor allen Lord Kelvin kein Bedenken getragen, ihre physikalische Möglichkeit zuzugeben. Den ersten Versuch, der Frage rechnerisch näherzutreten, hat G. Darwin gemacht. Er hat gezeigt, daß unter der Voraussetzung völliger Starrheit des Erdkörpers keine noch so große Massenverschiebung durch Bildung neuer Kontinente die Pole um mehr als höchstens 3° aus ihrer ursprünglichen Lage herauszubringen imstande sein würde, daß aber, falls der Grad der Starrheit der Erde eine periodische Anpassung an einen neuen Gleichgewichtszustand zuläßt, die Pole ihre Lage zeitweise um 10—15° ge-

ändert haben könnten. Zu einer so großen Lagenänderung müßten indes die neu entstehenden Kontinente unter dem 45. Breitengrade liegen, und einem jeden müßte eine Depression von gleicher Tiefe diametral gegenüberliegen[1]). Aber auch unter diesen allergünstigsten Umständen würde eine Hebung von $^1/_{300}$ der Erdoberfläche um 3000 m die Lage der Erdachse oder, was dasselbe ist, die Polhöhe nur um $11^1/_3'$, eine solche von $^1/_{20}$ nur um $1^0\,46^1/_2'$, eine solche von $^1/_{10}$ nur um $3^0\,17'$ zu ändern vermögen.

Zu ähnlichen Ergebnissen haben spätere Untersuchungen von SCHIAPARELLI über denselben Gegenstand geführt. Der berühmte Mailänder Astronom fand nämlich, daß bei völliger Starrheit des Erdkörpers selbst die allergrößten geologischen Veränderungen die Pole der Trägheitsachse nur um ganz geringe Beträge zu verschieben vermöchten, daß dagegen bei Annahme einer gewissen Plastizität der Erde, die eine verzögerte Anpassung ihrer Form an eine veränderte Massenverteilung erlaubt, die uns bekannten geologischen Veränderungen ausreichend erscheinen, um ziemlich beträchtliche plötzliche Bewegungen der Pole zu veranlassen. In noch höherem Maße würden derartige Bewegungen eintreten, falls das Erdinnere einen mehr oder weniger flüssigen, eine unmittelbare Anpassung zulassenden Zustand besitzt. Alles in allem ist SCHIAPARELLI der Meinung, daß die Beständigkeit der geographischen Erdpole nicht einmal für die Gegenwart, geschweige denn für die geologische Vorzeit erwiesen sei[2]).

Diese Anschauungen haben eine unerwartete Stütze gefunden in tatsächlichen, neuerdings nachgewiesenen kleinen Änderungen der Polhöhe. Aus sehr feinen, in Pulkowa, Potsdam, Berlin, Prag und Honolulu ausgeführten astronomischen Messungen hat sich nämlich mit aller Sicherheit ergeben, daß derartige Änderungen, allerdings nur im Betrage von $^1/_2$ Sekunde, noch jetzt stattfinden. Damit ist aber jedenfalls auch die Möglichkeit größerer Änderungen erwiesen[3]).

---

[1]) Philos. Transact. Nr. 187, angeführt von A. GEIKIE, Textbook of geology, 2. Aufl., S. 16.

[2]) SCHIAPARELLI, Rotation de la terre sous l'influence des actions géologiques. Mém. présenté à l'observat. de Poulkova. St. Pétersb., Acad. imp. Sc. 1889.

[3]) Nach einer geistreichen Ansicht von EVANS wären auch ohne wesentliche Änderungen in der Lage der Erdachse erhebliche Änderungen der geographischen Breite dadurch möglich, daß die feste Erdkruste bei eintretender Störung des Gleichgewichtszustandes die Fähigkeit besäße, bis zu dessen Wiederherstellung über den Erdkern hinwegzugleiten. Neuerdings ist D. KREICHGAUER (Die Äquatorfrage in der Geologie. Steyl 1902) auf ähnliche Anschauungen zurückgekommen. Auch er nimmt eine verschiebbare, über den Kern fortgleitende Erdrinde an. Bei unveränderter Lage der Erdachse sollen dadurch im Laufe von geologischen Perioden die Pole nach dem Äquator, ehemalige Äquatorialpunkte an die Pole verlegt werden können und tatsächlich verlegt worden sein. Auch EUGENIO JACOBITTI bekennt sich in einer neueren Schrift (Mobilità dell' asse terrestre. Torino 1912) zu ähnlichen Anschauungen. Die Vorstellung von so weitgehenden Polwanderungen hat indes weder bei Physikern noch bei Geologen An-

Neuere Beobachtungen über Veränderungen der Polhöhe zeigen, daß die Rotationspole der Erde im allgemeinen unregelmäßige Spiralen beschreiben (Fig. 4). Dabei nimmt die Schleifenweite dieser Spiralen in einem nahezu sechsjährigen Zyklus zu und ab. Nach Ablauf der 6 Jahre kommt die Kurve zwar wieder in die Nähe ihres Ausgangspunktes zurück, ohne ihn indes ganz zu erreichen, und auch die Kurve des dann beginnenden neuen Zyklus stimmt nur ungefähr mit der des abgelaufenen Zyklus überein. Weitere Untersuchungen haben ergeben, daß die fraglichen Bewegungen sich hauptsächlich aus Schwingungen der Pole mit einer Periode von 433 Tagen — der sogenannten CHANDLERschen oder, wie B. WANACH[1]) sie lieber nennen möchte, der NEWCOMBschen Periode — und einer anderen von 365 Tagen zusammensetzt.

Begreiflicherweise haben die Astronomen und Geodäten sich viel mit der Frage nach den Gründen dieser auffälligen Bewegungen beschäftigt. Manche — darunter der bekannte Seismologe JOHN MILNE — haben gemeint,

---

klang gefunden. Schon die ungeheure Reibung, die der Erdkern der über ihn fortgleitenden Rinde entgegensetzen würde, läßt sie wenig wahrscheinlich erscheinen.

Nicht minder phantasievoll als die Vorstellungen der genannten Forscher ist die von REIBISCH aufgestellte und von SIMROTH weiter ausgebildete sogenannte Pendulationstheorie (REIBISCH, Ein Gestaltungsprinzip der Erde. Jahresber. d. Ver. f. Erdk. in Dresden, 1901 u. 1905; SIMROTH, Die Pendulationstheorie. Leipzig 1907). Nach diesen Anschauungen sollen die Drehpole der Erde im Laufe der geologischen Zeit wiederholte Schwankungen ausgeführt haben, die sich aber immer auf einem und demselben größten Kreise (dem 10. Grade ö. L.), dem „Schwingungskreise" abgespielt und 30—40° betragen hätten. Bei diesen Pendelbewegungen der Pole sollen nur zwei in der Nähe des heutigen Äquators (der eine auf Sumatra, der andere in Ecuador) gelegene Punkte ihre Lage zu den Polen stets unverändert beibehalten haben, während alle übrigen Punkte der Erdoberfläche beständige Änderungen ihrer Breite erfuhren. Die Zahl der Pendelbewegungen soll derjenigen der großen geologischen Zeitabschnitte entsprechen: während des Paläozoikums soll Europa sich dem Nordpol genähert, sich „in polarer Schwingungsphase" befunden haben, während des Mesozoikums in äquatorialer Phase. Während der Tertiärzeit würden unsere Gebiete sich wieder dem Nordpol genähert, in quartärer Zeit aber nach dem Äquator zu bewegt haben.

Zur Stütze dieser Ideen hat man sowohl geologische als auch besonders tiergeographische Tatsachen geltend gemacht. Indes ist die physikalische Möglichkeit solcher Pendelschwingungen, geschweige denn ihre Notwendigkeit, in keiner Weise dargetan worden, und ihre geologische Begründung steht, wie R. HÖRNES (Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1908, I, S. 179 ff.) ausgeführt hat, auf schwachen Füßen. Vor allem muß bemerkt werden, daß das Hervortauchen des Landes im N von Europa und Amerika und dessen Einsinken auf den Koralleninseln der Südsee keineswegs damit zusammenhängen kann, daß in der neuesten polaren Schwingungsphase infolge der Abplattung der Erde jeder Punkt unserer Gegend, in dem Maße, als er sich dem Pole nähert, aus dem Meere herausgehoben, jeder antipodale Punkt aber darunter versenkt wird; denn jene Hebungen (und ebenso die Senkungen) sind so ungleichmäßig und zum Teil (wie auf der Băreninsel) überhaupt nicht vorhanden, daß sie keine Bestätigung der Pendeltheorie, sondern im Gegenteil einen kräftigen Beweis gegen sie bilden.

[1]) WANACH, Die CHANDLERsche und die NEWCOMBsche Periode der Polbewegung. Zentralbureau der internationalen Erdmessung, N.F. Nr. 34. Berlin 1919.

daß sie mit plötzlich eintretenden, sich als Erdbeben äußernden Krustenbewegungen zusammenhängen möchten; andere dagegen, wie besonders NEWCOMB, sind geneigt, sie mit Massenverlagerungen auf der Erde, nament-

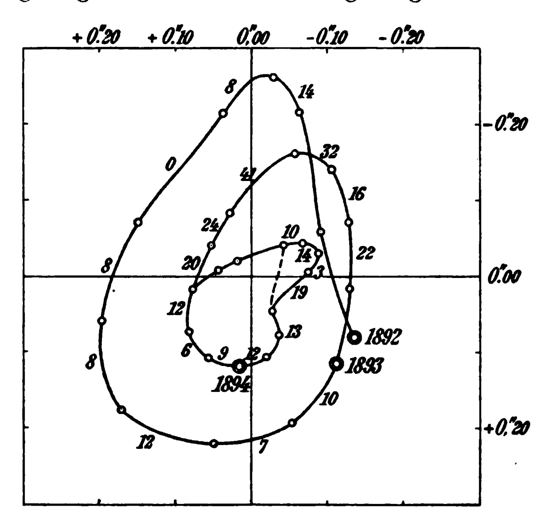


Fig. 4. Kärtchen der Verlagerungen des Nordpols in den Jahren 1892 bis 1894, mit Angabe der Zahl der großen Erdbeben in diesem Zeitraum. Nach J. MILNE.

lich mit Luftmassenverschiebungen in Zusammenhang zu bringen. Dies ist auch das Ergebnis, zu dem SCHWEYDAR[1]) in einer neuesten Arbeit kommt.

Physische Beschaffenheit der außerirdischen Glieder unseres Planetensystems.

Da die Kenntnis vom Zustande der verschiedenen Glieder des Planetensystems für unsere Vorstellungen von der Beschaffenheit des Erdinnern, sowie für eine Reihe anderer wichtiger geologischer Fragen von großer Bedeutung ist, so seien hier darüber einige Mitteilungen gemacht; und zwar sollen zuerst die peripherischen Körper unseres Sonnensystems, dann der Zentralkörper betrachtet werden.

Weitaus am meisten wissen wir vom

Mond unserer Erde.

Dies hängt mit seiner verhältnismäßig geringen Entfernung (etwa 50 000 Meilen) zusammen, die ein recht genaues Studium seiner Oberfläche ermöglicht.

[1]) SCHWEYDAR, Zur Erklärung der Bewegung des Rotationspoles der Erde. Sitzungsberichte. Berlin. Akad. 1919, XX.

Eigentlich bilden Mond und Erde einen Doppelplaneten, der sich um einen gemeinsamen Schwerpunkt herum um die Sonne bewegt. Ursprünglich müssen beide Körper eine zusammenhängende Masse gebildet haben, von der sich der Mond erst später abgelöst hat[1]).

Der Durchmesser des Mondes beträgt etwas mehr als $^1/_4$ des Erddurchmessers, seine Masse $^1/_{81}$ der Erdmasse, sein Volum $^1/_{49}$ des Erdvolums. Er stellt eine fast vollkommene Kugel ohne merkliche Abplattung dar. Die Schwere auf dem Monde beträgt nur $^1/_6$ der Erdschwere.

Die mittlere Dichte des Mondes beträgt etwas über 3, d. h. erheblich weniger als die mittlere Erddichte (5,6) und nur wenig mehr als die Dichte der irdischen Lithosphäre (2,6), was darauf hinweist, daß der Mond gleich dieser aus Silikaten besteht.

Die Umdrehungsdauer des Mondes ist, wie bei allen Trabanten, seiner Umlaufzeit gleich. Der Mond kehrt uns infolgedessen immer dieselbe Seite zu. Nach G. DARWIN erklärt sich dies aus der Reibung, welche die durch die Anziehung der Erde im flüssigen Innern des Mondkörpers hervorgerufene Flutwelle gegen dessen äußere Kruste ausüben mußte. Durch diese Reibung ist die ehemalige Eigendrehung des Mondes immer mehr verlangsamt und zuletzt ganz aufgehoben worden.

Betrachtet man die Oberfläche des Mondes durch ein Fernrohr, so zeigt sie einen fortwährenden Wechsel von hellen und dunklen Flecken, vom hellsten Weiß bis zum tiefsten Grau. Diese oft ganz unvermittelt auftretenden Farbenunterschiede sind zum großen Teil unabhängig von der Beleuchtung und müssen — wie die jüngst von Prof. MIETHE bei ultraviolettem Licht hergestellten Photographien beweisen — mit Unterschieden im Reflexvermögen, d. h. in der Bodenbeschaffenheit an den betreffenden Stellen zusammenhängen. Daneben nimmt man einen fortwährenden Wechsel von Vertiefungen und Erhöhungen wahr, welche letzte indes nur an der Grenze zweier Lichtphasen (d. h. an solchen Stellen, für welche die Sonne gerade auf- oder untergeht) unterschieden werden können. Dann werfen die Berge lange tiefschwarze, scharf gegen die beleuchteten Partien abgegrenzte Schatten (Fig. 6), aus deren Länge man die Höhe der Berge berechnen kann. Diese ist oft sehr bedeutend, da manche Mondberge mehr als eine Meile über ihre Umgebung aufragen.

Es wurde schon bemerkt, daß die Schatten der Mondberge pechschwarz sind. Überhaupt herrscht auf dem Monde überall, wo die Sonne nicht un-

---

[1]) In der Senke des Pazifischen Ozeans — des größten und ältesten aller Meere — haben G. DARWIN und W. H. PICKERING die von jener Abtrennung zurückgebliebene Narbe des Erdkörpers erkennen zu dürfen geglaubt. Auch E. SUESS teilt diese Vermutung und meint, daß der Mond bei seinem spezifischen Gewichte von 3,4 in der Hauptsache der s i m i s c h e n Schale der Erde entstamme (Antlitz der Erde III, 2, S. 688). Daß dabei auch das darüberliegende S a l mitgerissen wurde, ist selbstverständlich.

mittelbar hinscheint, völlige Nacht. Diese Tatsache, ebenso wie die weitere, daß bei Sternbedeckungen durch den Mond im Augenblick des Verschwindens und Wiedervortretens des Sternes keine Spur von Strahlenbrechung und Ablenkung des Lichtes wahrzunehmen ist, wie sie beim Vorhandensein einer Atmosphäre eintreten müßte, beweist, daß der Mond keine Atmosphäre besitzt. Daraus ergibt sich aber auch, daß er weder Wasser noch sonstige Flüssigkeiten besitzen kann, da ja schon durch deren Verdampfung eine Atmosphäre entstehen müßte.

Über die Oberflächengestaltung des Mondes[1]) ist folgendes zu bemerken. Es fehlt ihm zwar nicht an unregelmäßig gestalteten rücken- oder kettenförmigen Gebirgen, die mit den Namen irdischer Gebirge (Apenninen, Kaukasus usw.) bezeichnet werden; solche treten indes sehr zurück gegen große, oft terrassierte Ringberge, die nach innen zu einer mehr oder minder tief in die Mondoberfläche eingesenkten

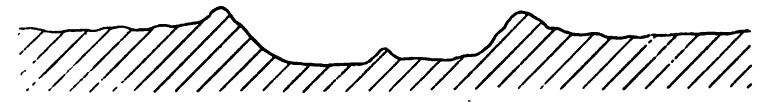


Fig. 5. Durchschnitt durch eine Wallebene des Mondes.

Ebene abfallen, aus der sich oft ein kleinerer kegelförmiger (übrigens nicht bis zur Höhe der äußeren Umwallung aufragender) Zentralberg erhebt. Man nennt die größten dieser kreisförmigen Berge, die bis über 200 km Durchmesser besitzen können, Wallebenen (Fig. 5—7) und bezeichnet sie mit den Namen berühmter Naturforscher (Kopernikus, Archimedes usw.). Sie liegen vielfach so nahe beisammen, daß sie sich berühren oder sogar durchdringen. Ihre Abhänge sind oft mit zahlreichen kleinen Kegelbergen, offenbar jüngeren Bildungen, bedeckt. Neben den großen Wallebenen sind auf dem Monde zahllose kleinere, mehr kegelförmige Berge vorhanden, die man als Krater bezeichnet. Nach Schätzungen von Faye u. a. besitzt die uns sichtbare Hälfte des Mondes nicht weniger als 30 000—40 000 solcher

[1]) Aus der reichen dem Monde gewidmeten Literatur sei hier vor allem genannt das prächtige, mit Abbildungen reich ausgestattete Werk von Nasmyth und Carpenter: The Moon considered as a Planet, a World and a Satellite. London 1874. Deutsche Ausgabe von H. J. Klein, 1876. — Von Mondkarten ist besonders die 25 Sektionen umfassende, von Jul. Schmidt verfaßte Karte der Gebirge des Mondes, Berlin 1878, zu nennen. Photographische Aufnahmen des Mondes wurden insbesondere von der Lick-Sternwarte in Kalifornien (Observatory Atlas of the Moon), sowie von derjenigen zu Paris (Atlas photographique de la Lune, exécuté par Loewy et Puiseux) veröffentlicht. Auf einer Verbindung von photographischen und teleskopischen Aufnahmen beruht der große Mondatlas von J. N. Krieger (Triest 1898). Was endlich die bildliche Darstellung einzelner Teile der Mondoberfläche betrifft, so dürften hier die großen, von Weineck in Prag nach photographischen Aufnahmen hergestellten Bilder unerreicht dastehen.

Krater. An manchen Stellen drängen sie sich so dicht aneinander, daß ihre Wälle ineinanderfließen.

Es gibt auf dem Monde auch verhältnismäßig ebene, grau erscheinende Flächen, für die sich aus früheren Zeiten der Astronomie, wo man sie für Meere hielt, der Name maria (Mare tranquillitatis usw.) erhalten hat; aber auch diese Mondmeere lösen sich bei passender Beleuchtung in zahllose kleine Unebenheiten auf. Sie stellen gewaltige, durchschnittlich 3000 m

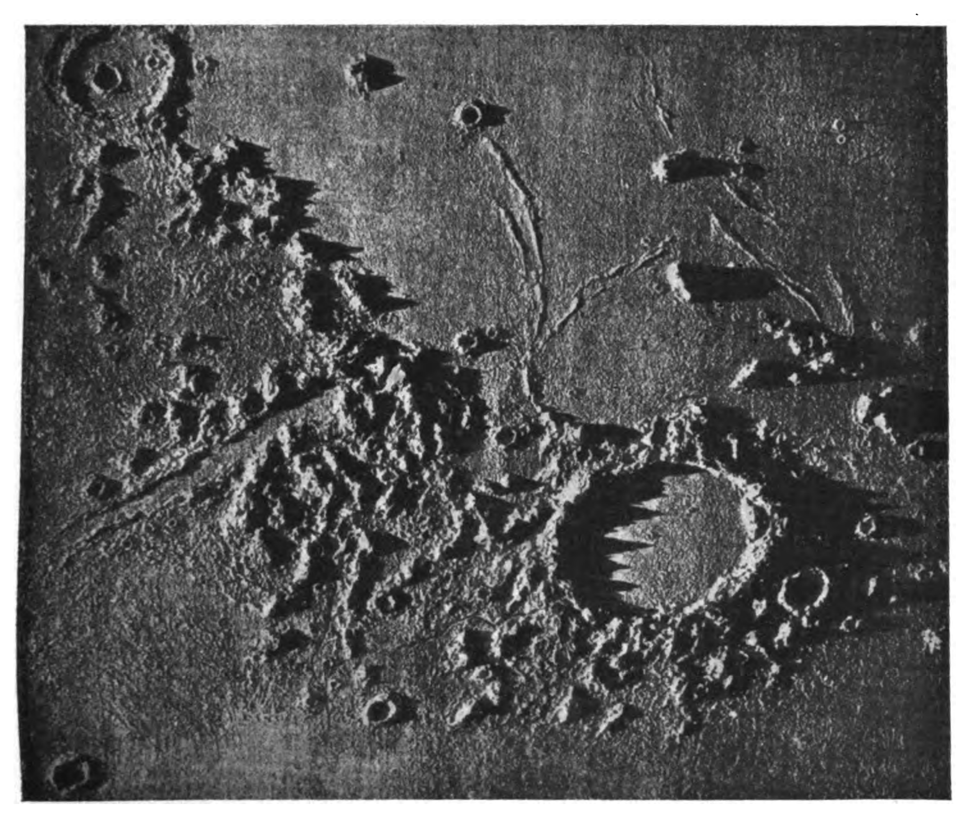


Fig. 6. Wallebenen des Plato (rechts) und des Cassini (links oben). Nach NASMYTH und CARPENTER.

unter den höheren Teilen der Mondoberfläche liegende Hohlformen — nach E. SUESS[1]) das Ergebnis großer Senkungen — dar. In ihrer Gesamtheit nehmen sie einen breiten, den Mond längs eines größten Kreises umziehenden Gürtel ein.

Weitere bemerkenswerte Erscheinungen der Mondoberfläche sind die Rillen und die feinen Lichtstreifen. Jene stellen lange schmale

---

[1]) E. SUESS, Antlitz der Erde III, 2, S. 683.

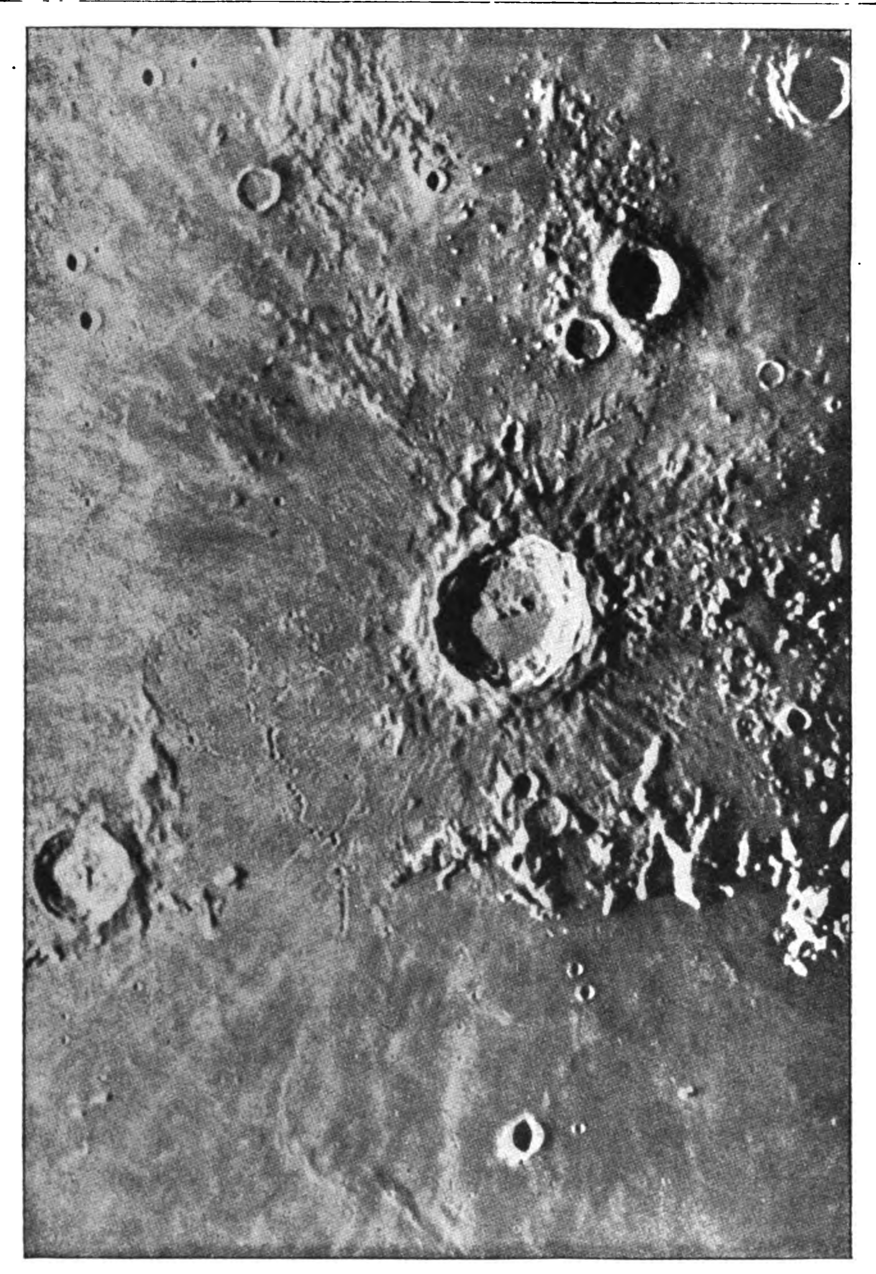


Fig. 7. Ringgebirge des Kopernikus mit seinem Strahlenkranze. Nach photographischen Aufnahmen der Yerkes-Sternwarte (Nordamerika). Unter dem Kopernikusgebirge das Bergland der Karpathen, darunter die weite Ebene des Mare imbrium mit dem vereinzelten Krater Pytheas. Rechts über dem Kopernikus Reinhold und in der äußersten Ecke Olbers, am Rande links Posidonius. In der Mitte zwischen diesem und Kopernikus eine lange gekrümmte, dicht mit kleinen Kraterbergen besetzte Rille. (Mit freundlicher Erlaubnis des Herrn Prof. H. Klein übernommen aus dessen Schrift: Kosmischer und irdischer Vulkanismus. Gaea 1904.)

dunkle, diese ähnliche helle Streifen dar. Beide verlaufen in der Regel mehr oder weniger geradlinig, oft viele hundert Kilometer weit; mitunter strahlen sie auch radial von einem Krater aus (Fig. 7). Namentlich Tycho, Kopernikus und andere große Wallebenen sind von einem förmlichen Kranze radialer Lichtstreifen umgeben, deren Ähnlichkeit mit den von manchen irdischen Eruptivmassen ausstrahlenden Radialgängen in die Augen fällt. Offenbar stellen die Rillen unausgefüllte klaffende Spalten, die Lichtstreifen dagegen ausgefüllte (unseren Gesteinsgängen entsprechende) Spalten der Mondoberfläche dar[1]).

Aus vorstehendem ergibt sich, daß die Beschaffenheit des Mondes erheblich von derjenigen der Erde abweicht. Die Hauptunterschiede liegen im Fehlen von Atmosphäre und Wasser, im Mangel von Wolken und Meeren. Damit hängt auch das völlige Fehlen aller Formen zusammen, die auf der Erde das Werk der Atmosphärilien und des strömenden Wassers sind, besonders von Tälern und Alluvialniederungen. Auf dem Monde findet keine Erosion, keine Denudation, keine Sedimentation statt.

Ein weiterer Unterschied in der Oberflächengestaltung des Mondes liegt in der Abwesenheit aller Gebirgsformen, die unseren irdischen Kettengebirgen mit ihren langen parallelen Faltenzügen und den tiefen dazwischenliegenden Tälern vergleichbar wären. Die Apenninen, der Kaukasus des Mondes stellen unregelmäßige rückenförmige Erhebungen — nach SUESS horstförmige Massen — ohne jede Andeutung von Parallelgliederung dar.

Schon A. v. HUMBOLDT hat sich für eine vulkanische Herkunft des Mondes ausgesprochen und hat namentlich die bezeichnendste und verbreitetste seiner Bergformen, seine Krater und Ringgebirge, mit den irdischen Kraterbergen verglichen. Seit jener Zeit betrachtet die große Mehrzahl der Astronomen und Geologen den Mond als einen aus heißflüssigem Zustande erstarrten Weltkörper, eine Anschauung, für die von neueren Geologen besonders E. SUESS[2]), A. STÜBEL[3]), v. WOLFF[4]) und BRANCA[5]) mit aller Entschiedenheit eingetreten sind. Abweichende Deutungen, wie die von MEYDENBAUER und K. GILBERT, welche die Wallebenen als durch Aufschlag von

[1]) Der amerikanische Geologe DALY hat besonders auf die große Ähnlichkeit dieser Rillenkränze mit den radialen Gangapophysen des Spanish Peak und anderer Eruptivstöcke Kolorados hingewiesen (DALY, Igneous rocks, S. 82).

[2]) E. SUESS, Über den Mond. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1895, S. 104.

[3]) STÜBEL, Die genetischen Verschiedenheiten vulkanischer Berge. Leipzig 1903, S. 22 ff.

[4]) v. WOLFF, Der Vulkanismus I, S. 639. Stuttgart 1914.

[5]) BRANCA, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemb., Jahrg. 1894, S. 772 ff. — DERSELBE, Die vier Entwicklungsstadien des Vulkanismus usw. Sitzungsber. d. Berl. Akad. 1915, S. 59.

Meteoriten entstandene Vertiefungen der Mondoberfläche ansprechen, haben jener herrschenden Meinung gegenüber keinen Anklang gefunden. Sehr ins Gewicht fällt zugunsten dieser Meinung der von LANDERER, SCHEINER und WILSING erbrachte Nachweis, daß der Winkel, unter dem das polarisierte Licht von den matten Flächen der Mondmeere zurückgeworfen wird (33° 17′), dem der irdischen Vitrophyre, d. h. kieselsäurereicher Trachyt- und Liparitgläser (33° 18′), sehr nahekommt.

Ein genauerer Vergleich der lunaren und irdischen Vulkane lehrt freilich, daß zwischen beiden keine große Übereinstimmung besteht. Denn sieht man auch ab von dem gewaltigen Größenunterschied der Erd- und Mondkrater — die größten irdischen Krater haben einige 20 km Durchmesser, manche Wallebenen das Zehnfache —, der sich sehr wohl aus dem viel geringeren Betrage der Schwerkraft auf dem Monde erklären könnte, so muß doch sofort auffallen, daß die Mondkrater schüsselförmige, tief in die Oberfläche des Gestirns eingesenkte Höhlungen darstellen, während die große Masse der Erdvulkane, entsprechend ihrer Entstehung durch Anhäufung von Auswurfsmassen um eine Eruptionsöffnung herum, mehr oder weniger hoch über ihre Unterlage emporragende Kegelberge bilden. Dieser herrschende Typus unserer Stratovulkane fehlt dem Monde anscheinend gänzlich.

Nur eine Form der irdischen Krater gleicht denen des Mondes. Es sind das die sogenannten Maare der Eifel und anderer Vulkangebiete, die schon v. DECHEN als „Explosionskrater“ bezeichnete und die jetzt allgemein als durch explosive Gasentbindung ausgesprengte Trichter, also ebenfalls als in das umgebende Gelände eingesenkte Hohlformen betrachtet werden.

Auf Grund dieser Übereinstimmung nimmt BRANCA an, daß auch die Mondkrater durch Ausbrüche von Gasen entstanden, die in ungeheurer Menge im Mondmagma absorbiert, bei dessen Erstarrung frei wurden. Diese Gaseruptionen durchbrachen die dünne Rinde des sich verfestigenden Gestirns an zahllosen Stellen in Form von kleineren oder größeren Blasen,wie BRANCA sich ausdrückt, käseglockenartigen Erhöhungen, deren Mitte gewöhnlich später einsank, während der stehengebliebene Rand zum Ringwalle wurde. Auch G. DAHMER u. a. haben die Wallebenen mit Blasen verglichen, wie sie sich aus zähem Teig oder aus erstarrenden Metallflüssen entwickeln[1]).

Es will uns scheinen, daß diese Annahme die beste Erklärung für die Eigentümlichkeiten der Mondkrater bietet. Stellt man sich aber auf ihren Boden, so erhebt sich sofort die Frage, warum dem Monde Atmosphäre und Flüssigkeiten fehlen[2]). Denn man sollte meinen, daß schon die ausgespratzten Gase ihm eine solche hätten verleihen müssen.

---

[1]) DAHMER, Neues Jahrb. f. Min. 1911, I, S. 89.

[2]) Nach LANGLEY würde der Mangel an flüssigem Wasser nur eine Folge der nach ihm etwas unter 0° liegenden Temperatur des Mondes sein. Eis hält er nicht für durchaus ausgeschlossen.

Die Frage, ob der Mond ursprünglich eine Atmosphäre besessen und wodurch sie verschwunden sei, ist oft gestellt worden. E. Reyer hat darauf hingewiesen, daß eine Gashülle von der Beschaffenheit der irdischen, zur Dichte des Wassers zusammengedrückt, nur als eine Schicht von wenigen Metern Dicke den Erdball umgeben würde. Ein so dünnes Flüssigkeitshäutchen könne leicht durch chemische und physikalische Vorgänge zum völligen Verschwinden gebracht werden. Werden doch der Erdatmosphäre O, H_2O, CO_2 und — wie wir jetzt wissen — selbst der träge N fortwährend entzogen, so daß sie, falls kein Ersatz stattfände, mit der Zeit ganz aufgebraucht werden müßte. Man hat denn auch schon wiederholt die Vermutung ausgesprochen, daß der gänzliche Verlust aller gasigen und flüssigen Bestandteile das Endschicksal aller Weltkörper sei.

F. v. Wolff nimmt an, daß der Mond Wasser niemals besessen habe. Seine vulkanischen Aushauchungen hätten aus Wasserstoff bestanden. Ein so leichtes Gas aber könne von einem Körper von so geringer Größe wie der Mond nicht auf die Dauer festgehalten werden; müsse vielmehr an den Weltenraum verloren gehen.

Wie dem auch sei, es ist je länger, desto wahrscheinlicher geworden, daß der Mond ein rein vulkanisches Gestirn ist, das hauptsächlich aus sauren glasigen Laven besteht. Sedimentäre Bildungen, die einen so wesentlichen Anteil am Aufbau der Erdkruste nehmen, fehlen ihm gänzlich. Seine Oberfläche bietet vielmehr im wesentlichen das Bild der nirgends durch jüngere Gebilde verdeckten ersten Erstarrungsrinde eines Weltkörpers.

Man hat oft gefragt, ob auf dem Monde noch jetzt irgendwelche Veränderungen vor sich gehen und ob diese auf eine Fortdauer der vulkanischen Tätigkeit seiner Berge hindeuten. Nach den Beobachtungen von J. Schmidt u. a. scheint die Tatsächlichkeit kleiner Formveränderungen nicht in Abrede gestellt werden zu können[1]; es ist indes wahrscheinlich, daß es sich hierbei nicht sowohl um vulkanische Vorgänge handelt, als um mechanische Gesteinszerrüttung und um Abstürze, die vermutlich auf die ungeheuren Temperaturschwankungen — man schätzt sie auf mindestens 300° — zurückzuführen sind, die auf dem Monde stattfinden und eine Folge der ihm mangelnden Atmosphäre und damit zusammenhängend einer außerordentlich starken Insolation und Wärmeausstrahlung sind.

Über die Oberflächenbeschaffenheit der übrigen Planeten wissen wir leider nur sehr wenig. Am besten ist noch der

[1]) J. Klein, Handbuch der allgemeinen Himmelsbeschreibung, 3. Aufl. 1901, S. 121. Vgl. auch desselben Verfassers anregendes Schriftchen „Kosmischer und irdischer Vulkanismus". Gaea 1904.

Mars

bekannt. Man weiß schon lange, daß dieser nur etwa die halbe Größe der Erde besitzende Planet wie diese eine wasserdampfhaltige, übrigens sehr durchsichtige Atmosphäre besitzt; ebenso, daß seine Pole von weißen Flecken eingenommen werden, die sich im Winterhalbjahr jeder Halbkugel — wie bei der Erde steht die Rotationsachse des Mars schräg zu seiner Bahnebene — vergrößern, im Sommerhalbjahr aber verkleinern und daher schon lange als große Schneeanhäufungen gedeutet werden.

In neuerer Zeit hat die Kenntnis des Planeten, besonders dank den bewunderungswürdigen Forschungen des Mailänder Astronomen Schiaparelli, große Fortschritte gemacht. Man hat sogar Karten seiner Oberfläche entwerfen können[1]). Sie zeigen, daß nur etwa die Hälfte der Marsoberfläche von Meer eingenommen wird, welches besonders seine Südhalbkugel bedeckt, während die nördliche nur kleinere Binnenmeere und verbindende Kanäle besitzt. Alle Meere scheinen sehr flach zu sein. Das Festland bildet keine großen zusammenhängenden Kontinente, sondern besteht aus zahlreichen durch Meeresarme und Kanäle getrennten Inseln. Es fällt durch große Flachheit auf; höhere Gebirge scheinen ganz zu fehlen.

Man hat diese Tatsachen aus der Annahme zu erklären versucht, daß auch auf dem Mars bereits ein großer Teil des Wassers absorbiert, daß seine Abtragung weit fortgeschritten und die gebirgsbildenden Kräfte nahezu erloschen seien. Seine Meeresbecken scheinen nahezu ausgefüllt zu sein und sich zum Teil erst nach der Schneeschmelze vorübergehend in flache Wasseransammlungen zu verwandeln.

Zwei kleine Marsmonde sind erst in neuerer Zeit entdeckt worden.

Merkur und Venus

sind infolge ihrer großen Sonnennähe für teleskopische Beobachtung wenig geeignet. Man weiß, daß Merkur — der kleinste alle Planeten — eine sehr dünne, Venus eine dichte, stark lichtbrechende Atmosphäre besitzt. Bei beiden Planeten ist wahrscheinlich die Umdrehungsdauer ihrer Umlaufszeit um die Sonne gleich. Beide sind anscheinend mondlos.

Jupiter und Saturn

besitzen ebenfalls eine Atmosphäre. Dunkle Streifen und Flecke von veränderlicher Gestalt werden als wolkenartige Verdichtungen gedeutet.

Jupiter weist einen roten Flecken auf, der seit seiner Entdeckung sich mehrfach hin und her verschoben, aber seine Form nicht wesentlich ver-

[1]) Ein kleiner Marsglobus ist auf der Sternwarte in Treptow bei Berlin angefertigt worden und dort erhältlich.

ändert hat. Man vermutet, daß dieser riesige Planet — seine Masse ist die 320fache der Erdmasse — eine sehr hohe Temperatur und eine erst sehr dünne Erstarrungsrinde besitzt.

Sonne.

Von der physischen Beschaffenheit des Zentralkörpers unseres Planetensystems hatte man bis Mitte des vorigen Jahrhunderts nur eine äußerst dürftige Kenntnis. Erst durch die Entdeckung der Spektralanalyse hat unser Wissen von der Sonne eine außerordentliche Erweiterung erfahren[1]).

Die Physik lehrt, daß alle Körper im Zustande glühender Gase nur ganz bestimmte Lichtgattungen und daher nur helle Spektrallinien liefern. Dagegen liefern alle weißglühenden flüssigen oder festen Stoffe Licht von allen Farben und daher kontinuierliche Spektra. Muß nun aber das Licht eines glühenden festen oder flüssigen Körpers durch eine Gasschicht hindurchgehen, so werden in dieser diejenigen Strahlengattungen absorbiert, die das Gas selbst in glühendem Zustande liefert — eine Erscheinung, die als „Umkehr der Spektra“ bekannt ist.

Nun zeigt bekanntlich die prismatische Zerlegung des Sonnenlichtes kein kontinuierliches Spektrum, sondern zahlreiche dunkle Absorptionslinien, die sogenannten Fraunhoferschen Linien. Man muß daraus schließen, daß die Sonne aus einem festen oder flüssigen glühenden Kern und einer gasförmigen Hülle besteht[2]). Der Kern sendet sein Licht durch die Hülle hindurch, und hier werden alle die Strahlengattungen, welche die glühenden Gase der Hülle liefern, absorbiert und durch dunkle Linien, eben die Fraunhoferschen ersetzt. Man braucht nur die Lage dieser Linien mit der bekannten Lage der Spektrallinien der irdischen Elemente zu vergleichen, um zu ermitteln, welche chemischen Elementarstoffe in der Sonnenatmosphäre vorhanden sind. Auf diese Weise hat man mit mehr oder weniger Sicherheit nachweisen können, daß mindestens die Hälfte aller irdischen Elemente auch auf der Sonne vorhanden ist.

Die Temperatur der Sonnenatmosphäre muß außerordentlich hoch sein, man schätzt sie auf 6000—8000° C. Daraus wird verständlich, daß ihre mittlere Dichte noch nicht $^1/_4$ der Erddichte beträgt. Wenn trotz jener un-

[1]) Secchi, Die Sonne. übersetzt von Schellen. Braunschweig 1872. — C.A. Young, The sun. 2. Aufl. London 1882. — Heinr. Kayser, Lehrbuch der Spektralanalyse. Berlin 1883, Kap. XV, XVI.

[2]) Dies ist wenigstens die Ansicht von Secchi, Kirchhoff u. a. Faye u. a. freilich halten die ganze Sonne für gasförmig. Da man sich die Gase im Innern der Sonne bei der sehr hohen dort herrschenden Temperatur als im überkritischen Zustande befindlich vorstellen müßte, in welchem sie ebenfalls kontinuierliche Spektra liefern würden, so ließen die tatsächlichen spektralanalytischen Erscheinungen sich auch durch diese Annahme erklären.

geheuren Temperatur der Kern der Sonne flüssig ist, so ist dies jedenfalls eine Folge des gewaltigen Druckes, den ihre Atmosphäre auf die inneren Teile ausübt.

Über die Zusammensetzung der (nur bei Sonnenfinsternissen sichtbaren) Sonnenatmosphäre sei folgendes bemerkt. Ihre untere, unmittelbar auf der sogenannten Photosphäre, d. h. dem eigentlich leuchtenden Teile des Sonnenkörpers aufliegende Zone, die sogenannte Chromosphäre, besteht aus glühenden Gasen von geringerer Dichte und Temperatur, besonders aus H, He, Ca, Sr, Ba, Fe, Mg, Mn, Na. Darüber folgt eine mächtige äußere Hülle, die sogenannte Korona, die aus nach allen Seiten ausstrahlenden



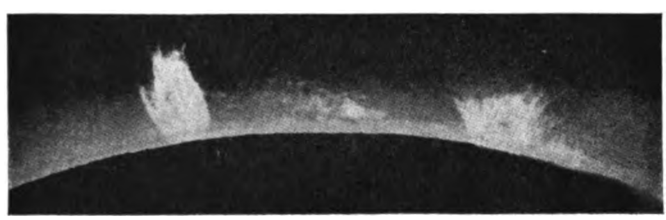


Fig. 8. Eruptionen (Protuberanzen) der Sonne. Nach Aufnahmen der Yerkes-Sternwarte. Aus THOMAS CH. CHAMBERLIN, The origin of the earth, S. 104 u. 106. Chicago 1916.

Lichtbüscheln besteht und aus den allerleichtesten Gasen der Sonne, namentlich aus dem (in seiner Spektrallinie mit keinem bekannten irdischen Elemente übereinstimmenden) Koronium zusammengesetzt ist.

Man nimmt nun auf der Sonne fortwährend zwei eng miteinander zusammenhängende Erscheinungen wahr, nämlich die sogenannten Sonnenfackeln oder Protuberanzen und die Sonnenflecken. Diese letzten, die als dunkle Flecken in der Sonnenscheibe erscheinen (vgl. Fig. 1, S. 10) und nicht selten Erdgröße und darüber erreichen, sind wolkenartige Verdichtungen in der Sonnenatmosphäre.

Die Fackeln (Fig. 8) stellen gewaltige, oft wirbelförmige Ausströmungen, förmliche Eruptionen von H und einigen anderen Stoffen dar — Eruptionen, die mit einer Geschwindigkeit von 20 bis über 40 Meilen in der Sekunde aus der Photosphäre heraus stattfinden, um sich oftmals 70 000 Meilen

und höher über die Chromosphäre zu erheben. In diesen kälteren Regionen abgekühlt und verdichtet, sinken die ausgeschleuderten Gasmassen als weniger leuchtende Partien, als Sonnenflecken, in die Sonnenatmosphäre zurück, wo sie allmählich wieder erhitzt werden und verschwinden. SECCHI hielt die Flecken für Einsenkungen in der Photosphäre; nach neueren Beobachtungen scheinen indes manche eher Erhöhungen zu bilden. So viel scheint sicher, daß sie kühlere, abwärts sinkende Gasströme darstellen. Nach einigen Forschern wäre an solchen Stellen die Temperatur genügend gesunken, um ein zeitweises Zusammentreten der sonst nur in Form von Elementen bestehenden Gase zu chemischen Verbindungen zu erlauben.

Aus vorstehendem ergibt sich, daß die Sonne ein Gestirn darstellt, auf welchem infolge seiner überaus hohen Temperatur alle chemischen Elemente für gewöhnlich nur in unverbundenem Zustande vorhanden sind[1]), und zwar in den äußeren Teilen des Sonnenkörpers in Form glühender Gase, in den inneren aber — zusammenhängend mit dem gewaltigen dort herrschenden Druck — in verdichteter Gestalt. Aus dieser Tatsache ergeben sich nun unmittelbar die allerwichtigsten Folgerungen. Da nämlich die Sonne seit undenklichen Zeiten Wärme verloren hat, so muß ihre Temperatur früher noch erheblich höher gewesen sein als jetzt. In diesem Falle aber muß es einen Zeitpunkt gegeben haben, wo der Druck der äußeren Teile auf die inneren zu deren Verflüssigung nicht ausreichte und daher der ganze Sonnenkörper sich in gasförmigem Zustande befand. Umgekehrt wird mit fortschreitender Abkühlung die Zeit kommen müssen, wo der verdichtete Sonnenkern von der Oberfläche aus in Erstarrung übergeht.

Nach diesen Vorbemerkungen können wir nunmehr zur Besprechung der Anschauungen über den Ursprung unseres Planetensystems übergehen.

Ansichten über die Entstehung des Sonnensystems.

Wir haben oben gesehen, daß alle Planeten eine übereinstimmende Umlaufsrichtung um die Sonne haben, daß sich in gleicher Richtung die Monde um ihre Planeten, ja endlich auch die Sonne und alle Planeten um ihre eigene Achse bewegen. Dazu kommt weiter, daß die Bahnen aller Planeten in übereinstimmender Weise wenig exzentrische Ellipsen sind und daß ihre Ebenen miteinander und mit der Äquatorialebene des Zentralkörpers nahe zusammenfallen.

Diese auffällige Übereinstimmung brachte zwei ausgezeichnete Geister des 18. Jahrhunderts, den Philosophen KANT[2]) und den Astronomen LA-

[1]) Eine Ausnahme macht das Cy, dessen Bandenspektrum unter den FRAUNHOFERschen Linien sehr deutlich hervortritt.

[2]) KANT veröffentlichte seine Anschauungen 1755, 40 Jahre vor LAPLACE. Dieser gelangte ganz unabhängig vom Königsberger Philosophen zu seinen Ansichten.



PLACE, zu der Überzeugung, daß alle Glieder unseres Planetensystems eine gemeinsame und gleiche Entstehung besäßen. Nach den von ihnen ausgesprochenen Anschauungen — der sogenannten Nebulartheorie — haben alle Glieder unseres Systems ursprünglich eine einzige riesige, weit über die jetzige Neptunsbahn hinausreichende Masse gebildet, die sich LAPLACE als glühenden Dampf- oder Gasball vorstellte.

Erhielt dieser Ball, vielleicht durch Anziehung seitens anderer Körper im Weltenraum, eine Bewegung um seine Achse, so mußte diese mit fortschreitender Verdichtung seiner Masse allmählich immer schneller werden. Ganz wie bei dem bekannten PLATEAUschen Versuche, wo man eine Ölkugel in Alkoholwasser immer schneller um ihre Achse rotieren läßt, mußte sich mit wachsender Zentrifugalkraft eine polare Abplattung und zugleich eine äquatoriale Anschwellung bilden, die schließlich zur Loslösung eines Ringes führte. Bei der geringsten Ungleichmäßigkeit mußte dieser Ring zerreißen, worauf dessen Stücke unter Fortsetzung ihrer Kreisbewegung einander allmählich anzogen und sich zu einem geschlossenen Planeten vereinigten.

Die Lostrennung eines Ringes wiederholte sich mit fortschreitender Verdichtung des Hauptkörpers noch öfters, und fast in allen Fällen ging aus dessen Zerstörung ein einheitlicher Planet hervor. Nur in einem einzigen Falle, nämlich bei der Entstehung der Planetoiden, blieben die Bruchstücke des Ringes als getrennte Körper erhalten. Erst als die Abkühlung des Hauptballs so weit gediehen war, daß die Fliehkraft die Schwerkraft nicht mehr zu überwinden vermochte, erst da war der Gegensatz zwischen Zentralkörper und peripherischen Körpern für immer gegeben.

Die Planeten hatten aber inzwischen ihrerseits eine ähnliche Entwicklung wie der Hauptkörper durchgemacht, d. h. Ringe abgesondert, die zur Entstehung von Nebenkörpern oder Trabanten führten. Nur in einem Falle, nämlich bei Bildung des Saturns, erfolgte die Ringbildung so regelmäßig, daß dieser erhalten blieb. Es ist, mit LAPLACE zu reden, als ob die Natur uns an einem Beispiele hätte vor Augen führen wollen, wie die Bildung der Trabanten und Planeten vor sich gegangen ist.

Nach diesen Anschauungen sollen also Sonne, Planeten und Monde einen gemeinsamen Ursprung und einen und denselben allgemeinen Entwicklungsgang besitzen: alle sollen durch allmählichen Zerfall einer sich mehr und mehr verdichtenden Gasmasse entstanden sein.

Ist diese Theorie richtig, so müssen sich alle Planeten und Trabanten in gleicher Richtung um die Sonne und um ihre Achsen drehen, und ihre Bahnebenen müssen mit der Äquatorialebene der Sonne zusammenfallen. Wie wir gesehen haben, ist dies der Fall[1]). Eine weitere Stütze der Theorie

[1]) Eine erhebliche Abweichung von diesem Verhalten zeigen indes die Monde des Uranus, deren Bahnen fast einen rechten Winkel mit denen der größeren Planeten bilden, sowie der Mond des Neptuns, dessen Bewegung in rückläufigem Sinne erfolgt.

bilden die Dichtigkeitsverhältnisse der Planeten. Ist sie nämlich begründet, so müssen die äußeren Planeten, weil sie zu einer Zeit entstanden, als die Verdichtung des Hauptballs noch nicht weit gediehen war, weniger dicht sein als die inneren Planeten, die erst später entstanden. Auch dieses trifft zu. Ebenso entspricht endlich der Umstand, daß die Dichte des Mondes erheblich geringer ist als die der Erde, den Forderungen der Theorie, da der Mond sich von der Erde zu einer Zeit abgelöst hat, als diese noch weniger verdichtet war als heute.

Weitaus ihre stärkste Stütze aber hat die Nebulartheorie durch die Anwendung der Spektralanalyse auf die Erforschung der fernen Himmelskörper erhalten. Was nämlich der Theorie bis dahin noch fehlte, war der Nachweis von Gestirnen, die sich n o c h j e t z t in dem Zustande befinden, den KANT und LAPLACE als den Anfangszustand in der Entwicklung der Gestirne annahmen. Jetzt sind auch solche Gestirne nachgewiesen.

Unsere Sonne befindet sich nicht mehr im Urzustande des glühenden oder elektrisch leuchtenden Gasnebels. Wie wir vielmehr gesehen haben, ist es bei ihr bereits zur Bildung eines inneren Kernes gekommen, und wir können gleich hinzufügen, daß auch d i e g r o ß e M a s s e d e r s o g e n a n n t e n F i x s t e r n e eine wesentlich übereinstimmende Zusammensetzung aus einem verdichteten Kern und einer diesen Kern umgebenden Gashülle besitzen muß, da auch diese Gestirne Spektren mit Absorptionslinien aufweisen[1]). Wohl aber hat die Astrophysik uns eine andere Klasse von Weltkörpern kennen gelehrt, die sich noch jetzt in einem mehr oder minder ursprünglichen Entwicklungszustand befinden: es sind das die von FR. W. HERSCHEL entdeckten und schon von ihm als ungeheure Gas-

---

[1]) H. C. VOGEL teilt die Fixsterne in folgende drei Klassen ein:

1. W e i ß e S t e r n e mit stark vortretendem blauem und violettem Teile des Spektrums und fehlenden oder doch sehr zurücktretenden Metalllinien. Die starke Entwicklung der H-Linie weist auf eine dichte Wasserstoffatmosphäre hin. Ihre Temperatur muß sehr hoch sein. Hierher Sirius, viele Sterne der Orionregion usw.

2. G e l b e S t e r n e. Metalllinien (Fe, Na, Mg usw.) viel stärker hervortretend, im blauen Teile des Spektrums viele Absorptionslinien. Die Temperatur dieser Sterne ist offenbar erheblich niedriger als die der vorigen. Hierher unsere Sonne, Capella, Arcturus, Aldebaran und viele andere.

3. R o t e S t e r n e. Neben den Absorptionslinien treten im ganzen Spektrum noch viele dunkle Banden auf, ein Beweis, daß ihre Temperatur so weit gesunken ist, daß die Elemente zu chemischen Verbindungen (Titanoxyd, Cyan) zusammentreten konnten. Hierher die meisten veränderlichen Sterne (α Herculis, α Orionis usw.).

Auch G. E. HALE unterscheidet in einem ausgezeichneten Werke (Stellar Evolution. Chicago 1908) diese drei Klassen von Gestirnen, fügt dazu aber noch eine e r s t e für die G a s n e b e l r i n g e oder S t e r n e d e r O r i o n g r u p p e mit nur wenigen hellen Linien (H und He, dazu manchmal noch Mg, Si, O und N) und eine f ü n f t e für die s c h w a r z e n oder e r l o s c h e n e n S t e r n e. Seine Reihe lautet also so: 1. Gasnebel, 2. weiße, 3. gelbe, 4. rote und 5. dunkle Sterne.

anhäufungen gedeuteten sogenannten Nebelflecken oder planetarischen Nebel. Daß diese Körper, deren bereits eine große Menge bekannt ist, in der Tat aus leuchtenden Gasen bestehen, zeigen ihre Spektren, die meist lediglich helle Linien (Wasserstoff, Helium und andere Elemente) sind. Manche von ihnen, die sogenannten Wolkennebel, stellen Anhäufungen von mehr oder weniger unregelmäßiger wolkenförmiger Gestalt dar; andere dagegen — wie der bekannte riesige Andromedanebel — besitzen bei elliptisch-scheibenförmiger Gestalt einen mittleren Kern und unregelmäßig verteilte, ihn umgebende Bänder; noch andere, die sogenannten Ringnebel, wie der



Fig. 9. Ausgezeichneter Spiralnebel in den „Jagdhunden".
Nach einer Aufnahme der Lick-Sternwarte.

in der Leier, bestehen aus einem Kern mit einem oder mehreren ihn umgebenden Ringen. Am auffälligsten aber sind die Spiralnebel, die wie der im Löwen, der in der Jungfrau und besonders der in den Jagdhunden (Fig. 9) von einem mittleren Kerne ausgehende, sich zuweilen teilende, gekrümmte Arme besitzen. Alle diese merkwürdigen Massen bestehen aus überaus dünnem gasigen Stoff. Bei einer Anzahl dieser Nebel, namentlich bei den Spiralnebeln, hat man in neuerer Zeit kontinuierliche Spektren mit dunklen Absorptionslinien beobachtet[1]). Über die Deutung dieser Erscheinung sind indes die Astronomen noch sehr geteilter Meinung, so daß man gut tut, daraus keine zu weitgehenden Schlüsse zu ziehen.

[1]) M. Wolf, Heidelberger Ber. 1911, Nr. 27 u. 35. — Derselbe, Ebenda 1912, A 3 u. A 15. — Derselbe, Astron. Nachr. 204, S. 41, 1917. — Publicat. Lick Observ. Bd. XIII. 1920.

Angesichts aller dieser Tatsachen, sowie des Umstandes, daß auch außerhalb unseres Sonnensystems erstarrte, ihres ehemaligen Leuchtvermögens beraubte Weltkörper verbreitet sind[1]), dürfen wir annehmen, daß der Entwicklungsreihe

1. Urgasball,
2. Gasball mit verdichtetem Kern,
3. mit Erstarrungsrinde umkleideter dunkler Weltkörper

— eine Reihe, die eigentlich nur eine logische Folge der Voraussetzungen der Nebulartheorie bildet — eine weit über die Grenzen unseres Sonnensystems hinausgehende Bedeutung zukommt.

Mit wenigen Worten müssen wir noch die auffälligen Ungleichheiten im Entwicklungszustand der verschiedenen Glieder unseres Sonnensystems berühren. Diese Ungleichheiten hängen in erster Linie mit den Größenunterschieden der Körper zusammen. Wenn sich die Erde und die Planeten im Vergleich mit der Sonne in einem so weit vorgeschrittenen Entwicklungszustande befinden, so liegt der Hauptgrund dafür jedenfalls in ihrer außerordentlich viel geringeren Größe. Beträgt doch die Masse aller Planeten und Trabanten zusammen nur $^1/_{700}$ der Masse der Sonne! Ebenso erklärt sich aus der im Verhältnis zur Erde geringen Größe des Mondes, warum er ihr in seiner Entwicklung so vorausgeeilt, wie man gewöhnlich annimmt, bereits völlig erstarrt und aller Gase und Flüssigkeiten beraubt ist. Umgekehrt erklärt sich aus der gewaltigen Größe der Sonne, warum unter allen Körpern unseres Sonnensystems nur sie allein noch eigenes Licht aussendet. Durch ihre ungeheure Größe blieb sie eben in sehr viel höherem Grade als die kleinen peripherischen Körper vor Energieverlust geschützt[2]).

Faßt man alle vorstehenden Mitteilungen zusammen, so ergibt sich eine solche Menge von für die Nebulartheorie günstigen Tatsachen, daß wir sie zum mindesten in ihren Grundzügen als begründet ansehen und uns getrost auf ihren Boden stellen dürfen. Zwar sind schon wiederholt und bis in die neueste Zeit allerhand Einwürfe gegen sie erhoben worden. So hat man besonders hervorgehoben, daß die Rückläufigkeit bzw. die starken Bahnneigungen der Uranusmonde und des Neptunmondes, ebenso wie die Tat-

[1]) Sie verraten sich teils durch störende Einwirkungen auf benachbarte Fixsterne — durch solche ist schon lange das Vorhandensein von dunklen Begleitern des Sirius und Procyon festgestellt worden —, teils durch ein plötzliches Aufleuchten und Wiederverschwinden.

[2]) Nach den bekannten, auf die thermodynamischen Gesetze gegründeten Anschauungen von Helmholtz, Lord Kelvin u. a. würde der Hauptgrund für die Erhaltung der Sonnenwärme in der mit der unausgesetzt fortschreitenden Kontraktion des Sonnenkörpers verbundenen Wärmeerzeugung zu suchen sein.



sache, daß Phobos, der innere Marstrabant, eine kürzere Rotationszeit als der Mars selbst hat, mit der Theorie kaum vereinbar seien, und auch sonst hat man allerlei theoretische Bedenken gegen die Anschauungen von KANT-LAPLACE geltend gemacht[1]); trotz alledem aber kann man nur sagen, „daß wir ohne die Nebularhypothese in irgendeiner Form auf jede Erklärung der Struktur des Planetensystems verzichten müßten, und daß uns die allgemeinsten Naturgesetze auf die Nebulartheorie hinweisen"[2]).

Wir haben die Frage nach dem Zustand und der Entstehung der Körper unseres Sonnensystems ausführlicher behandelt, als es sonst in Lehrbüchern der Geologie üblich ist. Diese Frage ist indes untrennbar verknüpft mit der Frage nach dem Ursprung der Erde selbst; und da die Antwort, die uns die Geologie darauf gibt, nicht völlig ausreichend und einwandfrei ist, so erschien es doppelt geboten, etwas näher auf die bewunderungswürdigen Aufschlüsse einzugehen, die uns die Astrophysik über die Beschaffenheit der Gestirne gegeben hat. Wir haben auf diese Weise für unsere weiteren Erörterungen über die Beschaffenheit des Erdinnern eine feste Grundlage ge-

---

[1]) Vgl. E. HOPPE, Mitteil. d. Mathemat. Ges. in Hamburg 1906, IV, 6, S. 237.

[2]) NEWCOMB-ENGELMANN, Populäre Astronomie. 4. Aufl., S. 671, 1910.

Eine von der Nebulartheorie etwas abweichende Anschauung über die Entstehung der Erde und des Planetensystems hat neuerdings THOMAS C. CHAMBERLIN unter dem Namen der Planetesimalhypothese aufgestellt (Yearbook of the Carnegie Inst. Nr. 3, S. 208, 1905 und Geology Bd. II, S. 38, 1906. Vgl. auch CHAMBERLIN, The origin of the earth. Chicago 1916). Danach hätten sich die Glieder unseres Sonnensystems nicht sowohl aus einem Urnebel als vielmehr aus unzähligen allerkleinsten (meteoritenartigen) Körperchen — eben den Planetesimalen oder, wie man sie neuerdings auch bezeichnet, den „Kosmolithen" — entwickelt, die sich nach Art der heutigen Planeten in elliptischen Bahnen um einen gasförmigen Zentralkörper herumbewegten. Die Entwicklung des ganzen Systems zu seiner heutigen Form aber soll auf der allmählichen Vereinigung der Planetesimale zu größeren Massen, mit anderen Worten: ihrem Übergange vom planetesimalen zum planetarischen Zustand beruhen. Der Vorzug dieser neuen Hypothese, die einen ehemaligen schmelzflüssigen Zustand des Erdkörpers leugnet, gegenüber der Nebulartheorie besteht nach CHAMBERLIN darin, daß sie keine wesentlichen Änderungen des allgemeinen dynamischen Systems voraussetzt, wenn man nur den Urnebel als gegeben betrachtet, sondern nur eine allmähliche Vereinigung des ursprünglich überaus dünnen planetesimalen Stoffes — eine Vereinigung, die (wenn wir den Verfasser recht verstehen) nicht sowohl durch Attraktion stattgefunden haben soll, als durch Kollisionen der einzelnen Planetesimale. In der Knotenbildung der Nebelflecke erblickt CHAMBERLIN ein Analogon für diesen Vorgang, indem er die Knoten als Kernpunkte späterer Planeten deutet.

Man wird abwarten müssen, wie die Astronomen sich zu der neuen Theorie stellen werden. In Europa hat sie bisher wenig Beachtung gefunden. Der berühmte nordamerikanische Astronom HALE bespricht die Planetesimalhypothese in seinem Werke über die Entwicklung der Gestirne (Stellar Evolution. Chicago 1908) nur ganz kurz und ohne entschieden zu ihr Stellung zu nehmen, betont aber ihre innere Verwandtschaft mit der bekannten Hypothese von NORMAN LOCKYER, der die Weltkörper aus der Vereinigung von Meteoriten hervorgehen läßt.

wonnen. Führen uns diese Erörterungen zur Annahme eines hochtemperierten Erdkernes, so werden wir uns erinnern, daß dies Ergebnis mit den Anschauungen der heutigen physikalisch-astronomischen Forschung durchaus im Einklang steht.

Kometen und Meteoriten.

Außer den Planeten gibt es noch andere, gleichfalls unserem Sonnensystem angehörige Körper, nämlich die Kometen und die Meteoriten.

Auf die **Kometen** brauchen wir nicht genauer einzugehen, weil sie keine vollwertigen Bürger unseres Sonnensystems, sondern fremde, von außen in dieses eingedrungene Körper darstellen. Überdies sind sie noch wenig erforscht. Nur so viel scheint sicher, daß sie aus ungemein dünner Materie bestehen, deren Temperatur indes zu niedrig ist, um eigenes Licht auszusenden. Das Spektrum der Kometen ist demjenigen verbrennender oder elektrisch leuchtender Kohlenwasserstoffverbindungen ähnlich.

Eine gemeinsame Entstehung von Kometen und Meteoriten ist wahrscheinlich geworden, seit SCHIAPARELLI 1866 bewiesen hat, daß die Bahnen einiger Kometen und der bekannten periodischen Sternschnuppenfälle[1]) zusammenfallen. So der Komet von 1861 mit dem Schwarm vom 12. bis 13. April und der bekannte BIELAsche Komet mit dem Novemberschwarm. Manche Astronomen halten die genannten Kometen geradezu nur für Bestandteile jener Schwärme. Nach ihnen sollen insbesondere die periodischen Kometen nur eine besondere Erscheinungsform von Sternschnuppenschwärmen sein.

Eingehender müssen wir uns mit den **Meteoriten** und den ihnen aufs engste verwandten Sternschnuppen und Leuchtkugeln beschäftigen, die schon deshalb für den Geologen von ganz einzigartiger Bedeutung sind, weil sie den einzigen kosmischen Stoff darstellen, der in unsere Hände gelangt und von uns ebenso genau auf seine chemische und mineralogische Beschaffenheit hin untersucht werden kann wie jedes irdische Gestein[2]).

---

[1]) Die hauptsächlichsten erfolgen um den 10. August und 14. November. Man muß zu ihrer Erklärung annehmen, daß geschlossene Meteoritenringe vorhanden sind, die sich nach den KEPPLERschen Gesetzen um die Sonne bewegen und die Erdbahn in der Nähe des Perihels schneiden. Der Augustfall (sogenannte Perseiden) ist alle Jahre gleich stark, der Novemberfall (Leoniden) alle 33 Jahre am stärksten. Bei diesem muß daher eine Stelle des Ringes, die nach je 33 Jahren zum Perihel zurückkehrt, besonders dicht sein (woraus sich zugleich die Umlaufszeit dieses Ringes ergibt).

[2]) Die den Meteoriten gewidmete Literatur ist sehr umfangreich. Unter den älteren Meteoritenforschern sind besonders HAIDINGER, G. ROSE und SORBY, unter den neueren TSCHERMAK, DAUBRÉE, BREZINA, COHEN und BERWERTH zu nennen. Eine gute Zusammenstellung unseres jetzigen Wissens davon gibt ein längerer zusammenfassender Abschnitt über Meteoriten in DAUBRÉES „Synthetischer Geologie“ sowie ein

Allgemeine Erscheinungsweise, Gestalt, Größe und Häufigkeit.

Sowohl die Meteoriten als auch die Sternschnuppen und Leuchtkugeln rühren von kleinsten, die Sonne umkreisenden Massen her, von deren Vorhandensein wir nichts wüßten, wenn sie nicht zeitweise in ihrem Laufe die Erdbahn kreuzten und dabei der Erde so nahe kämen, daß sie von ihr angezogen werden und zum Herabfallen kommen. Alle diese Körper dringen mit planetarischer (oft gegen 100 km in der Sekunde betragender) Geschwindigkeit in die Atmosphäre ein. Da hiermit eine gewaltige Reibung und Erhitzung verbunden ist, so werden die meisten unter starkem Aufleuchten schon in hohen Regionen des Luftkreises — in 150 und mehr Kilometer Höhe — aufgelöst, und diese sind es, die man als Sternschnuppen bezeichnet. Nur den widerstandsfähigsten Massen gelingt es, bis in die Nähe der Erde zu gelangen, über welche sie als alles erleuchtende, funkensprühende Kugeln hinziehen. Dies sind die sogenannten Leucht- oder Feuerkugeln. Gewöhnlich zerspringt die Feuerkugel schließlich unter heftigem Getöse und ihre Bruchstücke fallen als Meteoriten zu Boden.

Man bezeichnet die meist flach gewölbte Seite, mit der der Meteorit in die Atmosphäre eindringt, als seine Brustfläche, die gewöhnlich konkave gegenüberliegende Seite als Rückenfläche. Hinter dem fliegenden Meteor bildet sich ein stark luftverdünnter Raum, in welchen die Luft mit donnerartigem Schall einströmt. Häufig zieht das Meteor einen langen Schweif nach sich, der jedenfalls aus abgesprengten festen Teilchen besteht und sich oft noch lange nach dem Herabfallen des Meteoriten als ein dunkles Wölkchen erhält, dessen Form und Richtung durch die Winde beeinflußt wird.

Infolge der starken Erhitzung, welche die Masse während des Fluges durch die Luft erleidet, bekleidet sie sich vielfach mit einer dunklen glänzenden Schmelzrinde, die auf Rissen und Sprüngen tief in den Stein eindringen kann. Dies ist besonders bei den verhältnismäßig leicht schmelzbaren Steinmeteoriten der Fall, bei denen die Schmelzmasse mitunter in Striemen oder Wülsten rückwärts geflossen ist. Bei den schwerer schmelz-

kürzerer in Tschermaks „Lehrbuch der Mineralogie“. Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten erläutern große Tafelwerke von Tschermak und von Brezina und Cohen. Vom letztgenannten Gelehrten stammt auch das neueste, noch nicht abgeschlossene Handbuch der Meteoritenkunde (Stuttgart, bei Schweizerbart, von 1894 an). Eine Übersicht des Wissenswürdigsten über Meteoriten geben drei Vorträge von Brezina, gehalten im Verein zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien 1893—1895, sowie ein längerer Aufsatz über Meteoriten von Berwerth im Handwörterbuch der Naturwissenschaften 1902, Bd. 6, S. 845. Derselbe Forscher hat die Fortschritte der Meteoritenkunde seit 1900 behandelt in den Fortschr. d. Min., Krist. u. Petrogr. 1911, Bd. I, S. 257. Wichtig ist weiter Wülfing, Die Meteoriten in Sammlungen und ihre Literatur. Tübingen 1897. Empfohlen sei endlich noch das Schriftchen von E. Döll, Über die Beobachtung des Falles und das Aufsammeln von Meteoriten. Wien 1903.

baren Eisenmeteoriten dagegen hängt die schwarze Kruste mit der Oxydation des Eisens (wohl zu Fe_3O_4) zusammen.

In vielen Fällen ist die Rinde der Meteoriten mit zahlreichen narbenartigen Vertiefungen bedeckt, die wie Fingernageleindrücke aussehen. DAUBRÉE hat experimentell nachgewiesen, daß diese sogenannten Näpfchen oder Piëzoglypten oberflächliche Absplitterungen darstellen, die durch den Druck der gepreßten Luftgase gegen das fliegende Meteor entstehen.

Über die äußere Form der Meteoriten ist zu bemerken, daß sie stets die Gestalt zufälliger Bruchstücke mit scharfen Ecken und Kanten haben und sich schon dadurch als Trümmer oder Splitter ehemaliger

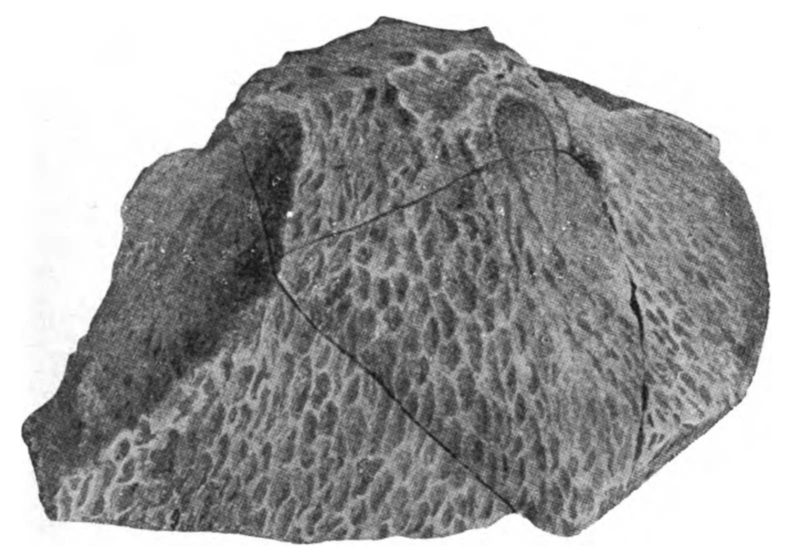


Fig. 10. Seitenansicht des schwersten bisher gefundenen (gegen 550 kg wiegenden) Meteorsteins (Chondrits) von Long Island, Phillips County, Kansas. (Die Oberfläche zeigt ausgezeichnete Näpfchen.) Nach O. C. FARRINGTON.

größerer Körper zu erkennen geben. Diese Zersprengung ist wohl eine Folge der großen Temperaturunterschiede zwischen dem Kern, der die Kälte des Weltenraums mitbringt, und der Erhitzung der äußeren Teile des Meteoriten, die viele hundert Grad betragen kann. Dadurch entstehen Spannungen, die schließlich zur Zersprengung des Meteors führen müssen.

Auch die Größe der Meteoriten ist meist gering. Steine von 5 kg Gewicht sind schon eine Seltenheit, wenngleich vereinzelt bereits weit schwerere Massen niedergefallen sind. Der schwerste bekannte Eisenmeteorit (Ranchito)[1]) wiegt 50 000 kg, der größte Steinmeteorit (Long Island, Fig. 10) etwa 550 kg. Nicht selten, wie bei dem bekannten Fall von Pultusk, gehen mit einem Male mehrere Tausend kleiner Steine nieder. In manchen Fällen gelangt sogar

[1]) Die einzelnen Meteoriten werden nach dem Orte ihres Falles benannt.

nur eine feine staubförmige Masse, die überwiegend aus magnetischem Eisenoxyd zu bestehen pflegt, auf die Erde herab, und dann spricht man von Staubmeteoriten.

Da der Aufschlag des fallenden Meteoriten mit großer Wucht zu erfolgen pflegt, so gräbt der Stein sich oft tief in den Boden ein. So drang z. B. der am 3. April 1916 bei Romershausen unweit Treysa niedergegangene, einige sechzig Kilogramm schwere Eisenmeteorit nicht weniger als 1,60 m in den (aus tonigem Buntsandstein bestehenden) Waldboden ein, wobei an der Oberfläche in der Fallrichtung des Steins eine 1 m lange Rinne aus-

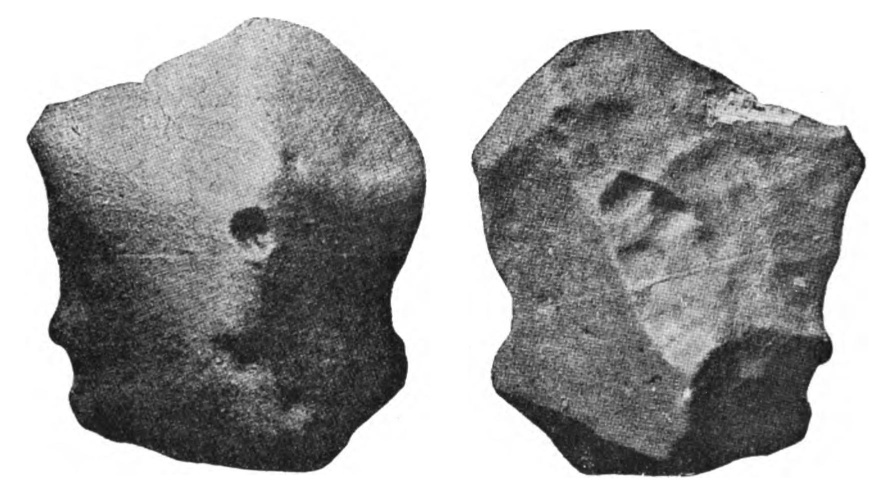


Fig. 11 u. 12. Brust- und Rückenfläche des Meteorsteins von Mocs. Nach E. Döll (Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1889).

geschürft wurde, die sich weiterhin in eine steil in den Boden eindringende, einem Schußkanal ähnliche Röhre fortsetzte.

Im Anschluß seien noch ein paar Worte über den vielbesprochenen „Meteorkrater" von Canyon Diablo in Arizona gesagt. Auf einer Hochebene gelegen, stellt er eine in horizontal gelagerte Oberkarbonsandsteine und -kalke eingelassene, von einem 50 m hohen Walle umgebene kraterförmige Einsenkung von 1200 m Breite und 150 m Tiefe dar. Sein Inneres ist mit Süßwasserabsätzen und Sanden erfüllt, die zahllose Stücke von Nickeleisen enthalten. Nach G. P. Merrill[1]) soll diese merkwürdige Vertiefung durch Aufschlag eines riesenhaften, in unzählige Trümmer zerfallenen Eisenmeteoriten entstanden sein, während der Sandstein des Kraterbodens durch die beim Anprall erzeugte Wärme in eine bimssteinähnliche Masse verwandelt wäre — eine Deutung, der die ungestörte Lagerung des Untergrundes der Senke große Schwierigkeiten bereitet.

---

[1]) Merrill, Smithson. miscell. coll. 1908.

Im Unterschiede von den Sternschnuppen, die häufig und oft in großer Zahl fallen, erscheinen Meteoritenfälle als seltenere Ereignisse. Bedenkt man aber, daß die allermeisten ins Meer, in Wüsten oder in unbewohnte Gegenden fallen, daß die Hälfte nachts fällt und daß überhaupt ein Zusammentreffen vieler günstiger Umstände erforderlich ist, damit ein Meteoritenfall beobachtet wird, so gelangt man zu dem Schlusse, daß wohl kein Tag vergeht, ohne daß an verschiedenen Punkten der Erde Meteoriten niederfallen. Man hat deshalb wiederholt hervorgehoben, daß der Zuwachs an Masse, den die Erde auf diesem Wege im Laufe der geologischen Zeiten erfahren hat, nicht zu unterschätzen und vielleicht sogar von Einfluß auf ihre Drehungsgeschwindigkeit gewesen ist[1]).

Bemerkenswert ist, daß man bei Tiefseeuntersuchungen wiederholt mit einer Magnetitrinde umgebene Kügelchen von metallischem Eisen vom Meeresgrunde heraufgebracht hat. Sie können nur von Meteoriten herrühren und liefern den Beweis, daß auch kosmische Materie an der Sedimentbildung beteiligt ist.

Zusammensetzung und Struktur der Meteoriten und ihre Beziehungen zu den irdischen Gesteinen.

Die Untersuchung der Meteoriten hat zu dem wichtigen Ergebnis geführt, daß sie nur aus Elementen bestehen, die sich auch auf der Erde wiederfinden[2]). Anders steht es mit den Verbindungen, in denen diese Elemente auftreten. Wir kennen jetzt mit Sicherheit einige zwanzig an der Zusammensetzung der Meteoriten beteiligte Mineralien; unter ihnen sind aber nur etwa ein Dutzend auf der Erde bekannt. Alle übrigen sind der Erde fremd.

Die Hauptrolle für den Aufbau der Meteoriten spielt metallisches Eisen, das stets durch einen Nickelgehalt von mindestens 6,5 % ausgezeichnet ist[3]). Auf diese große Rolle des Eisens hat Daubrée eine Einteilung der Meteoriten in die beiden Hauptgruppen der Siderite oder eisenhaltigen, und der Asiderite oder mehr oder weniger eisenfreien Meteoriten gegründet. Nach der Menge des Eisens teilt er die erste

[1]) Veranschlagt man mit Brezina (Vortrag von 1895) das mittlere Gewicht der bei einem Meteoritenfall auf die Erde herabgelangenden Masse auf $^1/_2$ Tonne (= 500 kg), die Zahl der jährlichen Fälle aber mit Berwerth (Sitzg. d. Wien. Min. Ges., 12. Jan. 1903) auf 900, so würde dies für das Jahr 450 und für das Jahrtausend 450 000 Tonnen Meteoritenmasse ergeben.

[2]) Bemerkenswert ist, daß Davison im Meteoreisen auch Platin und Iridium, Liversidge auch Gold nachgewiesen hat.

[3]) Nach Berwerth kann das Meteoreisen in die Kategorie des Stahls gestellt werden. Indes ist es keine Eisenkohlenstofflegierung, sondern eine Eisennickellegierung mit Kohlenstoff. Arnold und Mc Williams haben gezeigt, daß auch Stahl mit 0,39 % C die bekannten Widmannstättenschen Figuren liefert.

Gruppe wiederum in Holosiderite, Syssiderite und Sporadosiderite (Meteoriten, die ganz, zum größeren, und nur zum kleineren Teil aus Eisen bestehen).

Neben dem Nickeleisen sind als besonders wichtige Gemengteile zu nennen: Olivin, rhombische Pyroxene (Enstatit, Bronzit und Hypersthen), monokline Pyroxene (Diopsid, Augit, Augitenstatit) und Plagioklase (besonders Anorthit). Unwesentliche Bestandteile sind Phosphornickeleisen oder Schreibersit, Chromit, Diamant, Graphit und amorphe Kohle, Cohenit (ein Kohlenstoffeisen), Troilit (Einfachschwefeleisen, FeS), Magnetkies (?), Apatit, Daubréelit, Oldhamit, Tridymit = Asmanit und

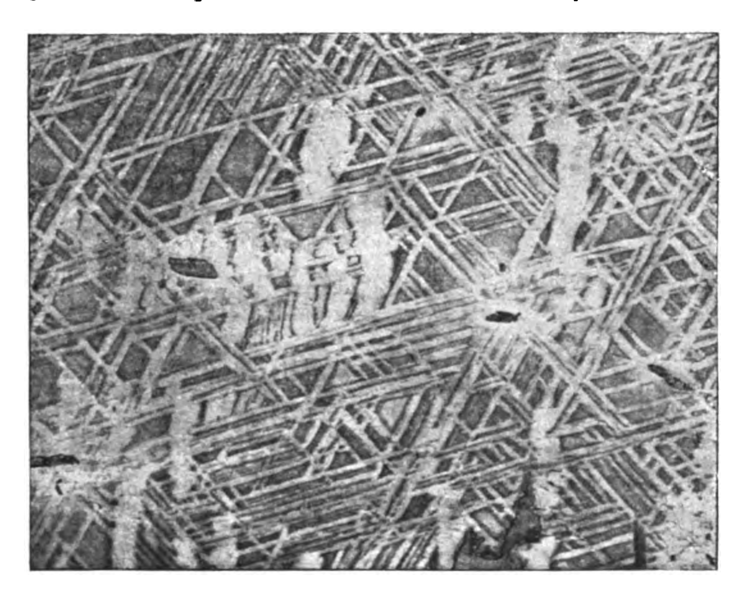


Fig. 13. Ein angeschliffenes und angeätztes Stück Meteoreisen, die sogenannten WIDMANNSTÄTTENschen Figuren zeigend.

Quarz[1]), Zirkon, Magneteisen und noch einige, zum Teil wohl sicher erst sekundär, d. h. erst innerhalb der Atmosphäre entstandene oder zugeführte Verbindungen (wie Schwefel, Eisenhydroxyd, Wasser, Breunerit usw.).

Bemerkenswert ist das Vorkommen von freien Gasen, wie sie von GRAHAM schon vor Jahren im Meteoriten von Lenarto nachgewiesen wurden. Sie bestehen aus Wasserstoff, Kohlenmon- und -dioxyd, Methan (CH_4) und Stickstoff. Ob sie als primäre Bestandteile anzusehen sind, ist noch zweifelhaft. Wichtig ist auch das Vorkommen von Glas, welches in kleinen Mengen in den Meteoriten recht verbreitet ist, sie aber unter Umständen auch ganz zusammensetzt.

[1]) Als Quarz — bekanntlich das verbreitetste irdische Mineral — ist die Kieselsäure in den Meteoriten sehr selten; häufiger tritt sie als Tridymit auf.

Alle Meteoriten sind wasserfrei. Auch die sogleich zu besprechenden Tektite sind wasserfreie saure Gläser.

Die Eisenmeteoriten zerfallen in die eigentlichen (ganz aus Eisen bestehenden) Meteoreisen und die Lithosiderite.

Die Meteoreisen werden wiederum in die drei Gruppen der Oktaedrite, Hexaedrite und Ataxite eingeteilt.

Die Oktaedrite, zu denen die große Mehrzahl aller Meteoreisen gehört, zeichnen sich durch ein schaliges Gefüge nach den Flächen des Oktaeders aus und zeigen beim Anätzen die bekannten WIDMANNSTÄTTENschen Figuren, die von wechselnden Lagen nickelarmen Eisens (Kamazit oder Balkeneisen) und nickelreichen Eisens (Tänit oder Bandeisen) herrühren (vgl. Fig. 13). Die Hexaedrite sind durch ein hexaedrisches Gefüge ausgezeichnet, die Ataxite durch dichte Beschaffenheit.

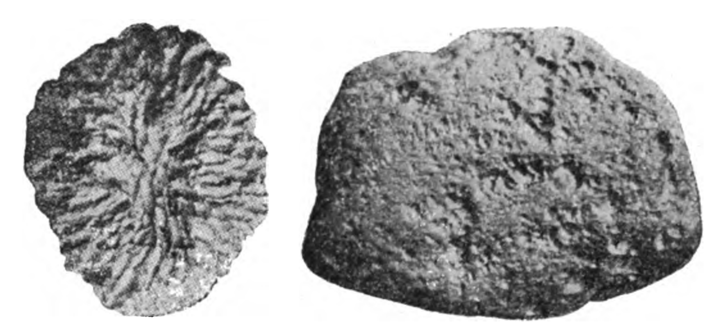


Fig. 14 u. 15. Zwei mährische Moldavite, das größere mit zahlreichen grübchenförmigen, das kleinere mit rinnenförmigen Näpfchen. Nach FR. SUESS.

Die Lithosiderite enthalten neben Eisen noch Olivin und Bronzit und bilden den Übergang zu den Steinmeteoriten. Zu ihnen gehört unter anderen das berühmte, 1776 in Sibirien aufgefundene sogenannte Pallaseisen mit großen dem Eisen eingewachsenen Olivinkristallen.

Die eisenarmen oder Steinmeteoriten werden von BREZINA in Chondrite, Achondrite und Siderolithe eingeteilt.

Weitaus am verbreitetsten sind die Chondrite: graulichweiße feinkörnige Gemenge von Olivin, Bronzit und Nickeleisen. Sie verdanken ihren Namen kleinen in ihrer Grundmasse liegenden Kügelchen (χόνδρος, das Kügelchen). Auch die Siderolithe sind durch eine ähnliche Chondrenbildung ausgezeichnet, aber reicher an Eisen, das bis walnußgroße Kügelchen bildet; die Achondrite endlich stellen eisenarme chondrenfreie Gemenge dar.

Eine weitere Gruppe von Steinmeteoriten könnte man für die merkwürdigen nicht häufigen kohlenstoffhaltigen Steine unterscheiden, zu denen die von Orgueil, Alais usw. gehören. Eine noch andere bilden die

allerdings noch nicht von allen Forschern als Meteoriten anerkannten Tektite oder Glasmeteoriten nebst den sogenannten Moldaviten, Bilitoniten und Australiten. Ihre meteoritische Herkunft ist namentlich von FR. SUESS verteidigt worden[1]). Es sind kleine, meist nicht über nußgroße, scheiben- bis linsenförmige, aus schwarzgrünem durchscheinendem Glas bestehende Körper, die sich zu Tausenden in diluvialen oder tertiären Ablagerungen in Böhmen und Mähren, ferner vereinzelt in Schweden, im Sundaarchipel und Australien gefunden haben. In Böhmen gehören sie nach J. JAHN und FR. SUESS[2]) den quartären Pyropensanden an und können schon daher keine Artefakte sein. Ebenso aber spricht das völlige Fehlen von vulkanischen Gesteinen in der ganzen Nachbarschaft gegen ihre Deutung als vulkanische Gläser. Auch ihre schwere Schmelzbarkeit — erst bei ungefähr 1400° —, ihre chemische Zusammensetzung — namentlich der außergewöhnlich hohe Gehalt an Al, zuweilen auch an Ca und der geringe Alkaligehalt — sowie ihre ungeheure Verbreitung sind mit keiner jener beiden Annahmen vereinbar. Sie sind daher wohl als vorgeschichtliche Tektite aufzufassen. FR. SUESS ist geneigt, alle Moldavite von einem oder einigen, gegen Schluß der Tertiärzeit oder während der Diluvialzeit erfolgten Meteoritenfällen abzuleiten.

Aus dem Angeführten würde sich folgende Gruppierung der Meteoriten ergeben:

I. Eisenmeteoriten.

1. Meteoreisen { Oktaedrite . . / Hexaedrite . . / Ataxite . . . } spez. Gew. 7,5—7,8

2. Lithosiderite (Übergänge von I zu II).

II. Steinmeteoriten.

1. Gewöhnliche { Siderolithe . . / Chondrite . . / Achondrite . } spez. Gew. 3—3,4

2. Kohlenstoffmeteoriten . . . }
3. Tektite oder Glasmeteoriten . } spez. Gew. 1,7—2,9

Die Struktur der Meteoriten läßt sich nur mit derjenigen der irdischen Eruptivgesteine vergleichen. Sie ist häufig deutlich kristallinisch-körnig oder durch einzelne in größeren Kristallen auftretende Gemengteile porphyrisch. Daneben kommen aber auch klastische, breccien-

[1]) FR. SUESS, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien Bd. 50, 1900. — DERSELBE, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1914, S. 51.

[2]) FR. SUESS, Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1899 u. 1901. Vgl. auch WEINSCHENCK und STEINMETZ, Zentralbl. f. Min. 1911.

und tuffartige Strukturen vor. Bei den Chondriten treten in einer erdig-pulverigen oder dichten Grundmasse die obenerwähnten kleinen Kügelchen, GUSTAV ROSES Chondren auf. Nach TSCHERMAK zeigen diese gewöhnlich hirsekorngroßen, wesentlich aus Olivin, Bronzit, Glas, Troilit und Eisen bestehenden Körperchen das Verhalten von Erstarrungsprodukten. Der Wiener Forscher betrachtet sie deshalb als erstarrte Tropfen eines eruptiven Magmas, während er das umschließende Gestein unseren vulkanischen Tuffen vergleicht — eine Ansicht, die auch von anderen Meteoritenforschern geteilt wird. Von Interesse ist auch die vom englischen Mikroskopiker SORBY an einigen Meteoriten beobachtete Fluidalstruktur, ähnlich wie solche bei irdischen, aus heißem Flusse erstarrten Gesteinen vorkommt. Endlich verdient noch das Auftreten innerer Gleitflächen, die unseren irdischen Harnischen und Reibungsspiegeln ähnlich sind, erwähnt zu werden.

Auch für den Vergleich der Meteoriten mit den irdischen Gesteinen können allein die Eruptivgesteine in Frage kommen; denn noch niemals ist ein kosmischer Körper in unsere Hände gelangt, der den Sedimentgesteinen vergleichbar wäre. Unter den Eruptivgesteinen sind es die an Kieselsäure ärmsten und an eisenhaltigen Gemengteilen reichsten, die sogenannten basischen Gesteine, die in Struktur und Zusammensetzung den eisenarmen Steinmeteoriten ähnlich sind. Dies gilt namentlich von den irdischen Olivingesteinen (Peridotit, Lherzolith, Dunit), die eine ganz ähnliche Zusammensetzung aus Olivin, Enstatit, Augit, Anorthit usw. besitzen. Nur der Gehalt an metallischem Eisen bildet eine den irdischen Olivingesteinen abgehende Eigentümlichkeit. DAUBRÉE hat indes gezeigt, daß man den Dunit auch in dieser Beziehung den Meteoriten ähnlich machen kann, wenn man ihn in einem mit Kohle ausgefütterten Tiegel schmilzt. Durch die reduzierende Wirkung der Kohle scheidet sich dann metallisches Eisen in Körnern aus, während der Schmelzfluß ein Magnesiumsilikat bildet.

Im allgemeinen läßt sich aussprechen, daß die Meteoriten sich den eisenreichsten Gliedern unserer irdischen Eruptivgesteine anschließen, jedoch so, daß die meisten Meteoriten durch einen weit höheren Eisengehalt und entsprechend geringere Mengen von Silizium und Sauerstoff ausgezeichnet sind[1]).

Den Meteoriten eigentümlich sind die WIDMANNSTÄTTENschen Figuren, die Neigung zur Chondrenbildung, die keineswegs bloß auf die Chondrite beschränkt ist, sondern auch bei den Siderolithen und manchen Eisenmeteoriten hervortritt, und das Fehlen von mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüssen, wie diese in den irdischen Eruptivgesteinen so verbreitet sind.

Berühren wir zum Schluß die Frage nach dem Ursprung der Meteoriten.

[1]) Nach MERRILL hätten die Steinmeteoriten im Durchschnitt 38,7, die irdischen Eruptivgesteine 60,9 % SiO_2 (vgl. Neues Jahrb. f. Min. 1910, II, S. 206).

Es ist schon oben betont worden, daß alle Meteoriten die Gestalt von zufälligen Trümmern besitzen. Versucht man mit DAUBRÉE diese Trümmer wieder zu einem kosmischen Körper zu vereinigen, so liegt die Annahme nahe, daß die leichten eisenarmen und kieselsäurereichen Steine von dessen Oberfläche stammen, wo das Eisen zum größten Teil der Oxydation unterlag und mit der Kieselsäure zu Verbindungen zusammentreten konnte, die schweren eisenreichen Steine dagegen aus dessen Innerem, wo das Eisen vor der Oxydation geschützt war. Man würde so Himmelskörper erhalten, die ähnlich gebaut waren wie unsere Erde, deren Inneres ebenfalls aus weit schwereren Stoffen besteht als die Rinde, und zwar, wie man gewöhnlich annimmt, ebenfalls aus großen Eisenmassen.

Zusammensetzung und Gefüge der Meteoriten, besonders aber die weite Verbreitung des Glases, teils in Form von Einschlüssen im Olivin und anderen Gemengteilen, teils in ihrer Grundmasse und in den Chondren, teils endlich (in den Tektiten) als herrschender Bestandteil, lassen keinen Zweifel, daß die Himmelskörper, deren Reste die Meteoriten sind, Erstarrungsgebilde sind, während kein Merkmal auf eine sedimentäre Entstehung hinweist. Als Überbleibsel der rasch erstarrten Rinde der meteoritischen Weltkörper sind die Tektite und Moldavite zu deuten. Daß sich auf diesen Körpern oftmals heftige Bewegungsvorgänge, ähnlich denen auf der Erde abgespielt haben, beweisen die nicht seltenen Breccienstrukturen und Reibungsspiegel der Meteoriten.

Angesichts des völligen Fehlens von schlackigen und blasigen Gebilden unter den Meteoriten nimmt TSCHERMAK[1]) an, daß die vulkanische Tätigkeit der meteoritischen Weltkörper eine explosive war und in plötzlichen gewaltigen Gasausbrüchen bestand. Ihre Zertrümmerung sei nicht, wie DAUBRÉE meinte, durch Zusammenstoß mit anderen Weltkörpern, sondern durch explosiv-vulkanische Vorgänge herbeigeführt worden, und die einzelnen Meteoriten sind die dabei entstandenen Sprengstücke. „Waren die planetarischen Körper von geringer Größe, so genügte ihre Schwerkraft nicht, um die ausgeworfenen Stücke sämtlich wieder zur Oberfläche zurückzuführen."

Wie dem auch sei, das Studium der Meteoriten hat sehr wesentlich zur Erweiterung und Vertiefung unserer Einsicht in die Beschaffenheit und Vorgänge auf den Körpern unseres Sonnensystems beigetragen. Schon der Nachweis, daß auch außerhalb der Erde dieselben chemischen Elementarstoffe und zum großen Teil sogar dieselben chemischen Verbindungen auftreten wie auf dieser, stellt ein sehr bedeutsames Forschungsergebnis dar.

[1]) TSCHERMAK, Die Bildung der Meteoriten und der Vulkanismus. Sitzungsber. d. Wien. Akad. Bd. 71, 1875. — DERSELBE, Über den Vulkanismus als kosmische Erscheinung. Ebenda Bd. 75, 1877. — Vgl. auch E. SUESS, ebenda Bd. 116, 1907.

Gestalt und Größe der Erde[1])

Schon PYTHAGORAS und ARISTOTELES wußten, daß die Erde Kugelgestalt besitze. Heute bedient man sich zur Ermittlung der Gestalt der Erde besonders der Gradmessung. Die älteste, die 1670—1718 von PICARD und CASSINI in Frankreich ausgeführt wurde, ergab bekanntlich, daß die Erde keine vollkommene Kugel, sondern ein Ellipsoid mit längerer Rotationsachse sei. Da dies indes im vollsten Widerspruch mit der Ansicht von NEWTON stand, daß die Erde infolge ihres ehemals flüssigen Zustandes ein Rotationsellipsoid mit kürzerer Polarachse sein müsse, ließ die Pariser Akademie 1735—1744 zwei neue Gradmessungen, eine in Peru, die andere in Lappland ausführen, durch welche die Ansicht von NEWTON als richtig erkannt und die Polarabplattung der Erde außer Zweifel gestellt wurde. Seit jener Zeit sind zahlreiche weitere Gradmessungen ausgeführt worden, von denen die in den Jahren 1816—1851 von STRUVE geleitete, die den ungeheuren Bogen zwischen Hammerfest und Bessarabien maß, als eine der genauesten gilt.

Die neueren Gradmessungen haben nur verhältnismäßig geringe Berichtigungen der von den französischen Expeditionen erhaltenen Werte herbeigeführt.

Als Mittelwert für die Abplattung der Erde hatte BESSEL seinerzeit (1841) aus den zehn zuverlässigsten Gradmessungen $^1/_{299}$ berechnet. HELMERT[2]) hält neuerdings (1906, 1907) $^1/_{298,3}$ für den der Wahrheit am nächsten kommenden Wert, und damit sehr nahe übereinstimmend HAYFORD[3]) $^1/_{297,8}$[4]).

Aus HELMERTS Wert berechnet sich in runden Zahlen:

Länge des Polarradius . . . . . 6 357 km
„ „ Äquatorialradius . . . 6 378 „

Außer den Gradmessungen benutzt man zur Bestimmung der Erdgestalt noch Pendelbeobachtungen. Wir wollen nicht näher auf die Gründe für die Verwendbarkeit des Pendels zu derartigen Feststellungen eingehen, sondern bemerken nur, daß der auf diesem Wege ermittelte Wert dem durch Gradmessungen gefundenen recht nahe kommt: er beträgt $^1/_{293}$.

Was die oben berührte Ansicht NEWTONS betrifft, daß die Polarabplattung

---

1) W. TRABERT, Lehrb. d. kosmischen Physik. Leipzig-Berlin 1911.

2) HELMERT, Die Größe der Erde. Sitzungsber. Berliner Akad. 1906, S. 525.

3) HAYFORD, The figure of the earth etc. U. S. Coast and Geodetic Survey. Washington 1909.

4) Etwas höher ($^1/_{295}$ — $^1/_{293}$) ist die Abplattung 1866—1880 vom Amerikaner CLARKE, noch höher ($^1/_{292}$) vom französischen Astronomen FAYE berechnet worden. Daß die Abplattung der äußeren Planeten unseres Sonnensystems noch ungleich höher ist, ist bekannt (s. S. 9—11).

der Erde eine Folge ihres früheren flüssigen Zustandes sei, und daß somit die Abplattung einen unmittelbaren Beweis für die Richtigkeit der Annahme eines ehemaligen schmelzflüssigen Zustandes des Erdkörpers bilde, so muß betont werden, daß diese Schlußfolgerung heutzutage nicht mehr als zutreffend angesehen werden kann. Lord KELVIN (früher W. THOMSON) hat nämlich bewiesen, daß, selbst wenn die Erde ganz aus Gußstahl bestünde, die durch ihre Achsendrehung erzeugte Zentrifugalkraft eine polare Abplattung bewirkt haben müßte.

Nimmt man übrigens mit G. DARWIN an, daß in der Urzeit die Achsendrehung der Erde eine erheblich schnellere war, so muß man auch annehmen, daß ehedem die Abplattung größer gewesen ist.

Wenn, wie wir sahen, die Gradmessungen und Pendelbeobachtungen in übereinstimmender Weise dargetan haben, daß die Erde die Form eines an den Polen abgeplatteten Rotationsellipsoides besitzt, so kann dies nur als im großen ganzen richtig betrachtet werden. Im einzelnen sind so zahlreiche Abweichungen der Erdgestalt von jener theoretischen Form nachgewiesen, daß diese nur als Idealgestalt angesehen werden darf, der die wirkliche Form der Erde zwar überall nahe kommt, von der sie sich aber im einzelnen oft nicht unbeträchtlich entfernt. Würden doch manche Messungen, für sich allein genommen, als Wert der Abplattung $^1/_{250}$ ergeben! Solche Abweichungen sind viel zu groß, um bloß aus Beobachtungsfehlern erklärt werden zu können. Es bleibt vielmehr in solchen Fällen nur die Annahme übrig, daß tatsächlich Deformationen oder Verbiegungen des von der Theorie verlangten Rotationsellipsoides vorliegen[1]).

Derartige Abweichungen sind es, die Forscher wie G. TH. SCHUBERT und CLARKE zur Annahme eines Erdellipsoides mit drei ungleichen Achsen, also mit einem elliptisch gekrümmten Äquator geführt haben; doch hat diese Hypothese sich nicht auf die Dauer zu behaupten vermocht.

Nicht viel anders steht es mit der geistreichen, schon vor längerer Zeit von LOWTHIAN GREEN[2]) aufgestellten Lehre von der tetraedrischen Erdgestalt. Nach dem englischen Forscher hätte die unter dem Einfluß der Achsenrotation sphärisch erstarrte Erde infolge des mit der Abkühlung verbundenen Volumverlustes beständig das Bestreben, diejenige mathematische Form anzunehmen, die bei möglichst großer Oberfläche den

[1]) Am besten fügt sich dem BESSEL-HELMERTschen Ellipsoide Europa; für Amerika paßt besser dasjenige von ELL und CLARKE (mit der Abplattung $^1/_{301}$). Daraus geht zur Genüge hervor, daß verschiedene Teile der Erde verschieden stark gekrümmt sind.

[2]) L. GREEN, Vestiges of the molten globe. London 1875.

kleinsten Raum einnimmt: das reguläre Tetraeder oder, noch besser, das ihm nahestehende Hexakistetraeder (Tetraeder mit flacher sechsseitiger Pyramide auf jeder Fläche), ein Körper, der bei schwacher Rundung der Kanten der Kugel sehr nahe kommt. Denkt man sich mit GREEN ein solches Tetraeder um eine seiner Höhenlinien als Achse rotierend, während die es umgebende ozeanische Hülle eine Kugel darstellt, deren Mittelpunkt mit dem des Erdtetraeders zusammenfällt, so ist ohne weiteres klar, daß die vier Spitzen des Tetraeders als Kontinente aufragen, über seinen Flächen aber Meere sich ansammeln werden. Wir erhalten so vier große Festlandsmassen — Europa-Afrika, Asien-Australien, Nord- und Südamerika und die Antarktis — und vier diesen antipodal gegenüberliegende Ozeane — Pazifischer, Atlantischer, Indischer Ozean, Nördliches Eismeer.

Lange unbeachtet geblieben, ist GREENS Hypothese erst in neuerer Zeit wieder aufgenommen, aber zugleich abgeändert worden[1]). So nimmt GREGORY zwar auch eine tetraedrische Grundform an, setzt indes jeder Tetraederfläche eine dreiseitige Pyramide auf, während M. BERTRAND zwei Tetraeder, eines für die Nord-, ein zweites für die Südhalbkugel (also eine Doppelpyramide) annimmt, die ihre Lage im Laufe der geologischen Geschichte wiederholt geändert haben sollen. DE LAPPARENT und TH. ARLDT[2]) lassen die Eckpunkte des Tetraeders mit vier Hauptgneisgebieten der Erde, nämlich dem skandinavischen, dem kanadischen, dem mandschurischen (dem sogenannten Angaraland von E. SUESS) und dem noch etwas hypothetischen antarktischen zusammenfallen und verknüpfen damit die Vorstellung, daß dies die zuerst erstarrten Teile des Erdkörpers seien. MICHEL LÉVY dagegen läßt nicht die Ecken, sondern die Flächen des Tetraeders mit den großen Festlandsmassen zusammenfallen.

Der belgische Astronom PRINZ hat wohl Recht, wenn er in diesem weiten Auseinandergehen der Anschauungen einen Beweis dafür erblickt, daß die GREENsche Hypothese im ganzen auf schwachen Füßen steht.

Wenn auf diese Weise weder die Theorie vom dreiachsigen noch die vom tetraedrischen Erdkörper die alte Anschauung vom zweiachsigen Sphäroide zu verdrängen vermochten, so muß anderseits hervorgehoben werden, daß alle neueren Erfahrungen darauf hinweisen, daß die Erde ebensowenig wie eine Kugel ein reines Rotationsellipsoid und überhaupt keinen regelmäßig geometrischen Körper darstellt. Wie dies aber

---

[1]) J. W. GREGORY, The plan of the earth and its causes. Geogr. Journ. Bd. XIII, 1899, und Amer. Geologist XXVII, 1901). — BENJ. EMERSON, The tetrahedral earth (Bull. Geol. Soc. Amer. XI, 1900, mit lehrreichen Karten). — M. LÉVY, Bull. Soc. Géol. France 1898. — MARCEL BERTRAND, Déformation tétraédrique de la terre (Compt. rend. t. CXXX, 1900). — Vgl. auch W. PRINZ, Ann. astronomique. Brüssel 1901.

[2]) ARLDT, Die Gestalt der Erde. GERLANDS Beitr. z. Geophysik Bd. VII, S. 283, 1905.

für die Gegenwart gilt, so wahrscheinlich auch für die geologische Vergangenheit, für welche ein mehrfacher Wechsel der Erdgestalt anzunehmen sein dürfte.

Bis in die siebziger Jahre des vorigen Jahrhunderts nahm man nun allgemein an, daß wenn auch nicht das Festland, so doch die ruhende Meeresfläche genau der Gestalt des Rotationsellipsoides entspräche. Erst PHILIPP FISCHER hat gezeigt, daß diese Annahme irrig sei, daß vielmehr auch der Meeresspiegel und seine ideelle Fortsetzung durch die Kontinente (in Form eines von den Küsten durch die Kontinente hindurchführenden Kanalsystems) nicht die Gestalt eines regelmäßigen Sphäroids besitzen und überhaupt keiner streng geometrischen Fläche entsprechen könne.

Der Ursachen dafür sind viele. So müssen schon die Unterschiede im Salzgehalt und damit zusammenhängend in der Dichte des Meerwassers, Meeresströmungen, Winde und Gezeiten Verschiedenheiten im Stande des Meeresspiegels zur Folge haben. Weiter werden alle größeren Massenverschiebungen auf und unter der Erdoberfläche, wie die Ausfüllung großer Becken mit Sedimenten, ausgedehnte Deltabildungen, große Eruptivergüsse, Bildung polarer Eiskappen, bedeutende Hebungen und andere ähnliche Vorgänge Störungen der regelmäßigen Sphäroidgestalt der Erde hervorrufen. Die Hauptstörungen aber sollen nach FISCHER bedingt sein durch die Anziehung, die die Kontinente auf die Meeresfläche ausüben. Es ist bekannt, daß schon eine frei über eine Ebene aufragende Bergmasse durch ihre Anziehung eine Ablenkung des Bleilots bedingt. Wie aber das Bleilot, so wird der Spiegel jeder Wassermasse, der sich ja stets senkrecht zur Richtung der Schwere stellt, durch eine benachbarte Bergmasse abgelenkt und gegen diese gehoben werden. Wenn nun aber schon ein einzelner Berg die Wasserfläche zu sich emporzieht, in wieviel höherem Maße werden dies die Kontinente tun müssen, die als riesige geschlossene Steinsockel von mehr als 3000 m Mittelhöhe über den Meeresboden aufragen? In der Tat sind der Leipziger Astronom BRUNS u. a. seinerzeit zu dem Ergebnis gelangt, daß infolge dieser Anziehung der Meeresspiegel an den Küsten der Kontinente um etwa 1000 m höher stehe als in der Mitte der Ozeane[1]), allerdings eine Annahme, die sich später als weit über das wirkliche Maß hinausgehend herausgestellt hat.

Die Ansichten FISCHERS sind längere Zeit unbeachtet geblieben und haben erst durch spätere Arbeiten von LISTING, BRUNS, HAHN, PENCK u. a. Verbreitung gefunden. Nach dem Vorgange von LISTING hat man die *tatsächliche Erdgestalt mit ihren zahlreichen örtlichen Abweichungen von der Normalgestalt des Rotationsellipsoides* mit dem Ausdruck **Geoid** belegt. Die unbewegte Meeresfläche soll dessen sichtbaren Teil bilden, während die obengedachte kanal-

[1]) BRUNS, Die Figur der Erde. Berlin 1876.

artige Fortsetzung des Meeres ins Innere des Landes hinein das Geoid auch hier sichtbar machen würde.

Mathematisch stellt das Geoid die Fläche dar, welche für alle Punkte der Erde die Richtung der Schwere senkrecht durchschneidet. Es bildet eine allseitig gekrümmte Fläche, die zusammengesetzt ist aus stetig ineinander übergehenden Flächen größerer und geringerer Krümmung. Unter den Ozeanen soll das Geoid unter die Fläche des Sphäroids hinabsinken, gegen die Kontinente dagegen allmählich ansteigen und auf den Kontinenten selbst sich über die Sphäroidfläche erheben[1]).

Sind nun die theoretisch angenommenen Unregelmäßigkeiten des Geoids wirklich vorhanden, fallen wirklich die Ozeane mit Senkungen, die Kontinente mit Hebungen der Geoidfläche zusammen, so müssen sich diese Deformationen auch tatsächlich nachweisen lassen.

Durch direkte Messungen (Nivellements) läßt sich dieser Nachweis nicht führen, weil die Wasserwage, die man bei solchen Messungen benutzt, mit den Hebungen und Senkungen des Geoids sich heben und senken muß. Wohl aber müßte er durch das Pendel möglich sein, weil dies Instrument selbst kleine Änderungen in der Größe der Schwerkraft deutlich anzeigt. Da nun aber die Schwere in den Hebungen des Geoids infolge der größeren Entfernung vom Erdmittelpunkt abnehmen, in den Senkungen des Geoids aber infolge der geringeren Entfernung zunehmen muß, so liegt auf der Hand, daß das Pendel in der Mitte der großen Depressionen des Geoids, also auf offenem küstenfernem Ozean, wird schneller schwingen müssen als unter gleicher Breite an Kontinentalküsten. Langsamer dagegen müßten seine Schwingungen im Innern der Kontinente sein, wo nach der Theorie die größten Hebungen des Geoids liegen sollen.

Es ist nun in der Tat durch zahlreiche Versuche festgestellt worden, daß die Zahl der Schwingungen des Sekundenpendels auf ozeanischen Inseln in der Regel größer ist als es ihrer geographischen Breite entspricht. So macht z. B. auf Spitzbergen das Pendel in 24 Stunden 4,3, auf den Bonininseln (südöstlich der japanischen Insel Nipon) sogar 11,8 Schwingungen zuviel. So gut dies aber mit der Theorie übereinstimmt, so wenig entspricht ihr das Verhalten des Pendels beim Eindringen ins Innere der Kontinente. Es hat sich nämlich ergeben, daß die Zahl der Schwingungen keineswegs

[1]) Wagner, Lehrbuch der mathematischen Geographie I, S. 111. Nach Messerschmitt (Annal. Hydrogr. u. marit. Meteorol. 1900) würde die Erhebung des Geoids über die Ellipsoidfläche in Europa wohl an keiner Stelle über 20, in Asien und Amerika über 50 m betragen. Die Größe der Geoidsenkungen auf den Ozeanen aber dürfte nirgends mehr als 50—100 m betragen. Der Abstand der höchsten und tiefsten Punkte der Geoidfläche würde sich danach höchstens auf ein paar hundert Meter belaufen — ein im Verhältnis zur Größe der Erde verschwindend geringer Betrag. Vgl. auch Hayford, The figure of the earth, S. 57 ff. Washington 1909.



mit Entfernung von der Küste abnimmt; sie bleibt vielmehr im allgemeinen im Innern der Kontinente nahezu dieselbe wie unter gleicher Breite an der Küste.

Wie erklärt sich nun dieses unerwartete Verhalten?

Nach HELMERT läßt es sich nur aus der Annahme verstehen, daß eine stetig wirkende Ursache vorhanden ist, die der Verminderung der Schwere beim Eindringen in die Kontinente entgegenarbeitet.

Auf die Natur dieser Ursache haben erst die in den letzten dreißig Jahren gewonnenen, namentlich v. STERNECK und HELMERT[1]) zu verdankenden Erfahrungen über das Verhalten der Schwere in verschiedenen Teilen Mittel- und Südeuropas einiges Licht geworfen.

Die umfangreichen Arbeiten STERNECKS ergaben schon zu Anfang der neunziger Jahre, daß in Tirol[2]) und den benachbarten Teilen der Alpen der Betrag der Schwere zu gering, in den angrenzenden Ebenen aber — in der lombardischen Niederung und auf der süddeutschen Hochebene — umgekehrt zu hoch ist. Auch in den Seealpen, im Juragebirge, in Italien, in Böhmen, im Kaukasus, in Indien und anderwärts hat sich später das gleiche gezeigt: fast überall fand man die Schwere im Gebirge zu gering, in den benachbarten Ebenen und Tiefländern dagegen zu groß.

So hat sich z. B. in der mittelrheinischen Tiefebene, besonders am Kaiserstuhl ein namhafter Schwereüberschuß, für den größten Teil des Schwarzwaldes dagegen ein Schweremangel ergeben[3]); und ebenso haben die ausgedehnten neueren, unter der Leitung HELMERTS in Norddeutschland ausgeführten Schweremessungen[4]) gezeigt, daß der Thüringer Wald und das Riesengebirge eine zu geringe, die angrenzenden tiefliegenden Landstriche — wie namentlich große Teile des norddeutschen Tieflandes — eine zu hohe Schwere aufweisen[5]).

---

[1]) Verhandlungen des IX. Geographentages in Wien 1891. — Vgl. auch die wichtige Arbeit HELMERTS über die Schwerkraft im Hochgebirge. Berlin 1890. — Ferner: DERSELBE, Die Schwerkraft und die Massenverteilung der Erde. Enzyklop. d. mathem. Wissensch. Bd. VI, 1 B, H. 2. Leipzig 1910, und Die Erfahrungsgrundlagen der Lehre vom allgemeinen Gleichgewichtszustande der Massen der Erdkruste. Sitzungsber. d. Berl. Akad. 1912, S. 308.

[2]) Der Theorie nach fehlt hier eine etwa 1200 m dicke Masse von 2,4 spez. Gew., die keinenfalls tiefer als 200 km liegen kann.

[3]) Ber. d. Oberrhein. Geol. Vereins. Versammlung zu Konstanz 1905.

[4]) Solche Messungen haben besonders auf den Linien Schneekoppe—Kolberg, Arkona-Elsterwerda und Hadersleben—Koburg stattgefunden.

[5]) Abweichend von den genannten Gebirgen verhält sich der Harz, der gegenüber seiner Umgebung einen Schwereüberschuß zeigt — wohl eine Folge seiner eigenartigen Tektonik (stark zusammengepreßtes und verworfenes Horstgebirge) und der großen Rolle, die spezifisch schwere Gesteine (besonders Diabase) für seinen Aufbau spielen.

Daß die Meere eine ganz ähnliche Rolle spielen wie die Niederungen, zeigt Fig. 16, die nach österreichischen Pendelbeobachtungen die Größe der Schwere auf einer quer durch Italien hindurchlaufenden Linie darstellt. Man erkennt aus der Abwärtsbiegung der Kurve über dem Festlande und ihrem Anstiege sowohl über dem Adriatischen als auch über dem Tyrrhenischen Meere in aller Deutlichkeit, daß auf dem Festlande die Schwere zu gering, über den beiden anstoßenden Meeren aber zu groß ist[1]).

Nach allem dem darf man annehmen, daß in den Gebirgen die Schwere im allgemeinen unternormal, in den Niederungen und über den Meeren aber übernormal ist. Oder, wie man sich gewöhnlich ausdrückt, in jenen herrscht Massenausfall, in diesen Massenüberschuß.

Wie aber das einzelne Gebirge dem umgebenden Tieflande gegenüber einen Massenausfall zu zeigen pflegt, so gilt das gleiche auch für die gesamten

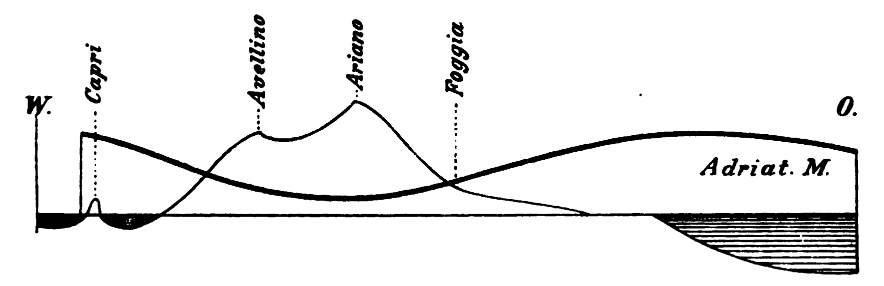


Fig. 16. Betrag der Schwere auf einer durch die italienische Halbinsel hindurchgehenden, die Insel Capri berührenden Ost-West-Linie.

Kontinentalmassen gegenüber den Böden der Ozeane: die Festlandssockel weisen Massenausfall, die Böden der Tiefsee dagegen Massenüberschuß auf. Es ergibt sich daraus im großen ein sehr bemerkenswerter Gleichgewichtszustand der hochliegenden und der tiefliegenden Teile der Erdkruste — ein Zustand, der der später zu erörternden Theorie der „Isostasie“ sehr das Wort redet[2]).

Der Nachweis zu großer Schwere über den Tiefen der großen Ozeane ist Helmert und besonders O. Hecker zu verdanken, der auf ausgedehnten Reisen auf dem Atlantischen, dem Indischen und Stillen Ozean und zuletzt auf dem Schwarzen Meere durch Vergleichung von Luftdruckbeobachtungen an Quecksilberbarometern und Siedethermometern in unzweifelhafter Weise feststellen konnte, daß die geringe Wasserdichte der Ozeane ausgeglichen wird durch eine größere Schwere des Meeresbodens. Sie hat zur Folge, daß

[1]) Vgl. auch W. Deecke, Der geologische Bau der Apenninhalbinsel und die Schweremessungen. Neues Jahrb. f. Min., Festbd. 1907, S. 129.

[2]) O. Köhler, Über Kontinentalsockel. Beitr. z. Geophysik 1908, IX, S. 505.

im großen und ganzen die Schwerkraft auf der Tiefsee bis auf wenige Hundertstel Zentimeter mit der Schwerkraft auf dem Festlande übereinstimmt[1]).

Die Frage nach den Gründen der Massenüberschüsse und -ausfälle, der sogenannten Schwereanomalien, ist sehr verschieden beantwortet worden. HELMERT war anfänglich geneigt, die Fehlbeträge aus großen unterirdischen Hohlräumen zu erklären, und für manche vulkanische Gebiete sowie für Gebiete, in denen die Anwesenheit großer Massen von Steinsalz, Gips oder anderen leichtlöslichen Gesteinen wahrscheinlich ist, kann diese Annahme nicht ganz von der Hand gewiesen werden[2]). In den meisten Fällen aber ist es viel wahrscheinlicher, daß die Unterschiede im Schwerebetrage mit wirklichen Dichteunterschieden der betreffenden Schollen zusammenhängen. Die Kontinentalschollen müssen aus verhältnismäßig leichtem, die ozeanischen Schollen aus schwererem Material bestehen. Nach MESSERSCHMITT[3]) würden diese Dichteunterschiede, die übrigens nicht größer zu sein brauchen als die Dichteunterschiede der kieselsäurereichen und der kieselsäurearmen Eruptivgesteine, nur die oberste Zone der Erdrinde betreffen und keinesfalls tiefer als 200 km hinabreichen. HELMERT nimmt sogar an, daß im allgemeinen schon in 120 km Tiefe ein Ausgleich eingetreten sei.

Der französische Astronom FAYE hat die größere Dichte der ozeanischen Schollen daraus erklären wollen, daß der Tiefseeboden seit undenklichen Zeiten von kalten Wässern (von etwa 0° C) bespült werde und dadurch bis in große Tiefe abgekühlt und verdichtet sei, während die Kontinentalschollen in gleichem Niveau, also etwa in 3500 m Tiefe, Temperaturen von rund 100° C besitzen und infolgedessen die Gesteine dort eine geringere Dichte haben müßten.

Eine den Geologen mehr befriedigende Erklärung für den unter den Gebirgen bestehenden Massenmangel rührt von ALB. HEIM hei[4]). Sie knüpft an an die Entstehung der Gebirge durch faltigen Zusammenschub einzelner Schollen der Lithosphäre. Durch den Zusammenschub trat eine Überlastung und infolgedessen ein Einsinken der betreffenden Scholle ein. Dadurch aber

---

[1]) HECKER, Veröffentl. d. Geodät. Inst. Berlin, N. F., Nr. 11, 1903; Veröffentl. d. Zentralbureaus d. internat. Erdmessung, N. F. Nr. 16, Berlin 1908. Ebenda N. F. Nr. 20, 1910.

[2]) So findet z. B. die Unterschwere, die bei Berlin-Potsdam, bei Lüneburg, Lübtheen und an anderen Stellen der Norddeutschen Tiefebene festgestellt worden ist, ihre Erklärung höchst wahrscheinlich in großen dort vorhandenen unterirdischen Salz- und Gipsmassen. Beide sind sehr leicht löslich, das Salz überdies von geringem spezifischem Gewicht (2,1—2,3).

[3]) MESSERSCHMITT, Die Verteilung der Schwerkraft auf der Erde. Geogr. Zeitschr. 1901.

[4]) HEIM, Geol. Nachlese Nr. 1, Okt. 1892. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. Zürich. — DERSELBE, Das Gewicht der Berge. Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs. 53. Jahrg. 1918.

wurden Teile der tieferen schwereren Zone der Rinde, der sogenannten Barysphäre, auf die Seite gedrängt und durch die leichtere Lithosphäre ersetzt. Aus diesem Grunde müssen nach HEIM die die Gebirge tragenden Schollen verhältnismäßig leicht sein (Fig. 17).

Aus demselben Grunde pflegen Gräben und Senkungsfelder überhaupt einen Massenausfall aufzuweisen. Umgekehrt zeigen Horste meist einen Massenüberschuß, und dasselbe gilt vielfach für die Rümpfe von durch Hebung entstandenen Gebirgen, weil ihr Untergrund aus mitgehobenem tieferem schwererem Rindenmaterial zu bestehen pflegt.

Die gleichen Anschauungen vertritt HEIM in seinen neuesten Arbeiten[1]), in denen er auf Grund der jetzt nahezu abgeschlossenen Schweremessungen der Geodätischen Kommission der Schweizer naturforschenden Gesellschaft



Fig. 17. Entstehung der Schwereanomalien der Erdrinde. Nach ALB. HEIM.

die Schwereabweichungen der Schweiz im Verhältnis zu deren geologischem Bau behandelt.

Das diesen Arbeiten beigegebene Kärtchen, das wir dank dem Entgegenkommen des Verfassers in Fig. 18 wiedergeben können, läßt deutlich erkennen, daß das ganze Land zwischen Schwarzwald und Oberitalienischen Seen ein Gebiet zu geringer Schwere ist — der stärkste Fehlbetrag der Schwere fällt nahezu zusammen mit den Talfurchen der Rhone und des Vorderrheins (Linie Martigny—Furka—Chur) —, während im alten stark abgetragenen Rumpf des Schwarzwaldes und ebenso in der Umgebung von Locarno (am Langen See), d. h. der Gegend, wo die neueren Alpentektoniker das Wurzelland der alpinen Überschiebungsdecken suchen, Schwereüberschuß herrscht.

Sehr bemerkenswert ist die ganz allmähliche und gleichmäßige, durch das Auftreten des Kettenjuras in keiner Weise beeinflußte Abnahme der Schwere vom Fuße des Schwarzwaldes bis zu der oben angegebenen Linie geringsten Schwerebetrages in der Mitte des Alpengebirges, und umgekehrt die überaus rasche Schwerezunahme von dieser Linie nach S, nach den oberitalienischen Seen, wo die Wurzeln der nach N verfrachteten alpinen Decken liegen. Die

[1]) HEIM, Das Gewicht der Berge, a. a. O. 1918, und Geologie der Schweiz, Bd. I, S. 402, 1918; Bd. II, S. 52, Tf. 1, 1919.

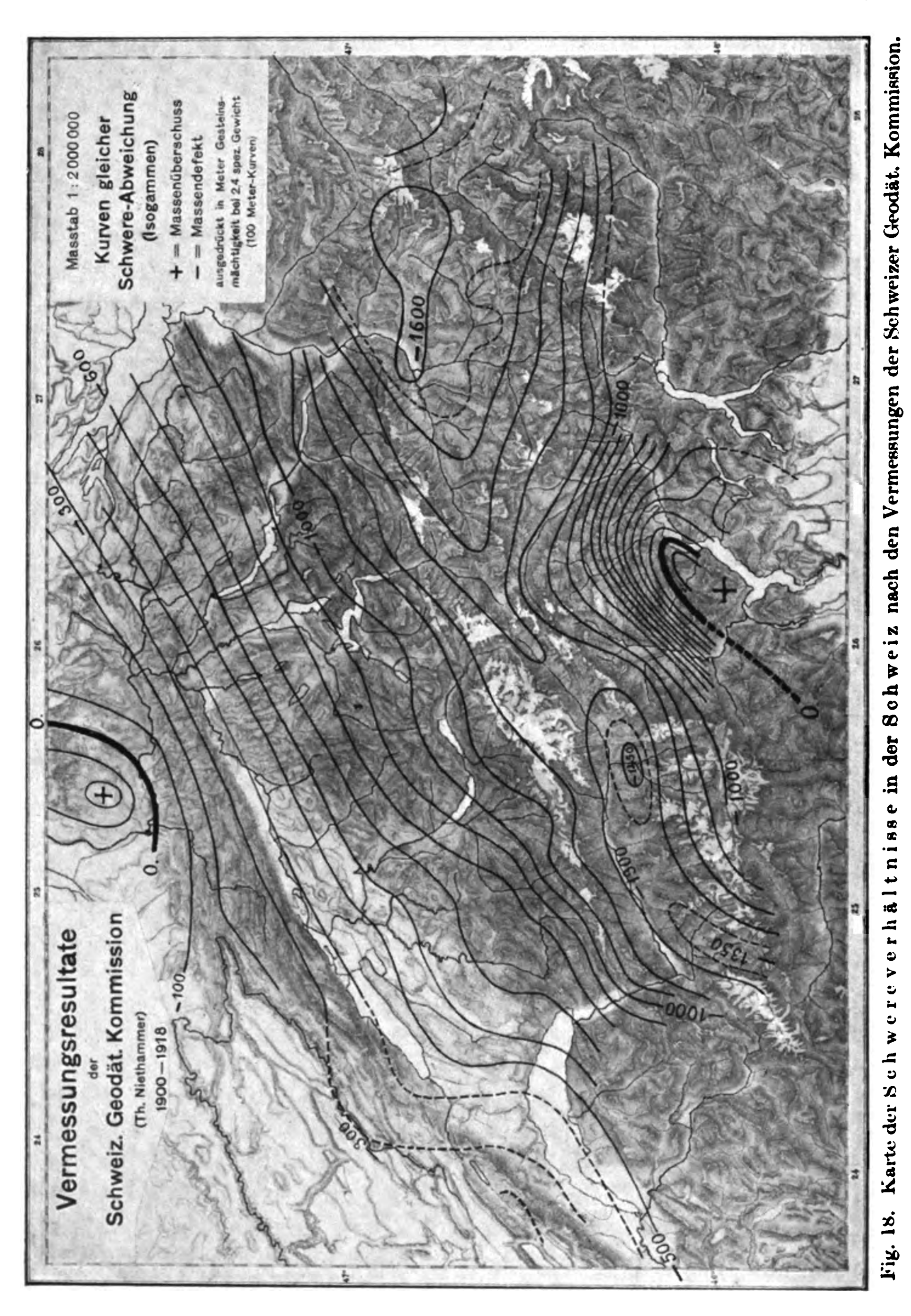


Fig. 18. Karte der Schwereverhältnisse in der Schweiz nach den Vermessungen der Schweizer Geodät. Kommission.

jetzt nachgewiesene Einseitigkeit der Tektonik des Alpengebirges im Gebiete der Schweiz findet darin einen beredten Ausdruck und eine glänzende Bestätigung.

Daß übrigens im Alpengebiet auch weiter nach O zu, außerhalb der Schweiz, ähnliche Schwereverhältnisse herrschen, zeigt die Tatsache, daß die Lotabweichung bei Holzkirchen (im S von München) — 3,5″, am Wendelstein und in Mittenwald (unweit der bayerisch-tiroler Grenze) — 12,1″, dagegen am Monte Salvatore bei Lugano + 13,2″ und sogar bei Venedig noch + 5,5″ beträgt.

Zu etwas anderen Ergebnissen gelangt W. Deecke in zwei Arbeiten über die Beziehungen der Schwereverteilung zum geologischen Bau verschiedener Teile von Deutschland und Italien[1]). Auch für ihn spielen begreiflicherweise die Dichteunterschiede der die verschiedenen Schollen zusammensetzenden Gesteine für deren Schwereverhältnisse eine Rolle. Immerhin wäre dieser Punkt von untergeordneter Bedeutung. So fällt z. B. die größere Schwere der vulkanischen Gesteine für die Schwere nicht in dem Maße ins Gewicht, wie man glauben könnte. Viel wichtiger ist nach Deecke der Grad der Zusammenpressung der Gesteine. In größeren Einbruchs- und Senkungsfeldern, in Gräben (wie der mittelrheinische) und ebenso in alten stark zusammengedrückten, von Verwerfungen und Überschiebungen durchsetzten Faltenhorsten (wie der des Harzes und der von Bornholm) befinden sich die Gesteine in einem stark verdichteten Zustande, und damit hängt nach ihm die größere Schwere solcher Gebiete zusammen. Ebenso wäre die gewöhnliche Überschwere der Tiefebenen und Meeresbecken eine Folge der Verdichtung, welche die Gesteine der betreffenden Schollen beim Niedersinken erlitten haben. Im übrigen soll nach Deecke bloße Faltung mehr eine Auflockerung der betreffenden Sedimente hervorrufen, und daraus würde sich die Unterschwere solcher (erst in neuerer Zeit entstandener) Gebirge wie des Apennin erklären[2]).

Schon diese wenigen Mitteilungen lassen erkennen, wie weit wir noch von einem wirklichen Verständnis der Ursachen für den mannigfachen Wechsel der Schwereverteilung in größeren Gebieten entfernt sind.

Dies hat sich recht deutlich für die Vereinigten Staaten von Nordamerika gezeigt, wo man neuerdings auf Grund der sich jetzt über das ganze Land erstreckenden geodätischen Vermessungen die Schwereverhältnisse kartographisch darzustellen versucht hat (vgl. Fig. 19)[3]). Die amerikanischen Geologen geben selbst zu, daß es schwer fällt, die Schwere-

[1]) Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXII, S. 114, 1906 und ebenda Festbd. 1907, S. 129.

[2]) Bemerkenswert ist, daß neue, im Jahre 1904 im Vorlande des Himalajas ausgeführte Schwerebestimmungen Werte ergeben haben, die sehr beträchtlich von denen älterer, vor 30 Jahren an den gleichen Punkten vorgenommener Messungen abweichen. O. Fisher schließt daraus auf bedeutende, in der Zwischenzeit im Untergrunde jener Gegend erfolgte Massenverlagerungen (Amer. Journ. Science 171, S. 216, 1906).

[3]) K. Gilbert, Interpretation of anomalies of gravity. U. S. Geol. Survey. Profess. Paper 85, C. Washington 1913, und Jos. Barrell, The strength of the earth's crust. Journ. of Geology, Vol. 22 u. 23. Chicago 1914 u. 1915.

abweichungen mit den geologischen Verhältnissen in Einklang zu bringen. Man erkennt zwar, daß der Zug der Alleghanies in der Hauptsache mit einer langen, nordöstlich streichenden unterschweren Zone zusammenfällt, daß das Küstengebiet im O davon und ebenso in Florida einen Schwereüberschuß zeigt, daß weiter das junge Hebungsgebiet der Kordilleren und der mächtigen sich östlich anschließenden Hochplateaus ein Schwereminus, das alte Faltungsgebirge der Rockys dagegen mit seinen breiten kristallinen Massiven ein Schwereplus aufweisen. Damit ist aber auch im wesentlichen erschöpft, was man nach den Erfahrungen in anderen Gebieten über die Beziehungen

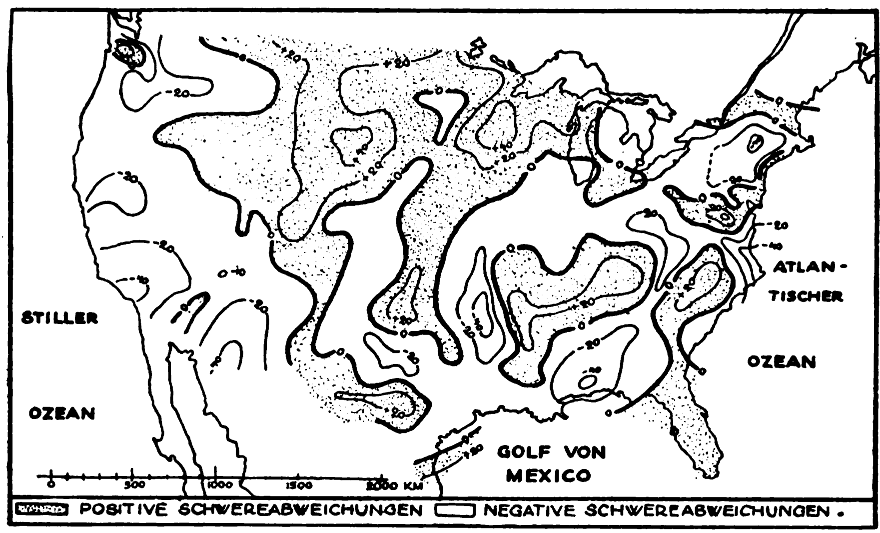


Fig. 19. Kärtchen der Schwereabweichungen in den Vereinigten Staaten Nordamerikas. Nach Bowie. (Die Zahlen geben die Größe der Abweichung von der normalen Schwere in Dynen [Krafteinheiten] an.)

der Schwereverteilung zu den geologischen Verhältnissen erwarten durfte, während im übrigen wenig Übereinstimmung herrscht und manche Einzelheiten geradezu rätselhaft erscheinen. So, daß das flache Küstengebiet im N des Mexikanischen Busens (samt dem Mississippidelta) einen Schwereausfall zeigt, daß große Teile der von jüngerer Kreide eingenommenen Prärien von Nebraska, Dakota und Wyoming, und ebenso eine von der Küste von Maryland quer durch die Alleghanies bis zum oberen Ohio sich erstreckende Zone einen Schwereüberschuß besitzen, und vieles andere mehr.

In noch anderer Weise werden die fraglichen Erscheinungen neuerdings von Alfred Wegener aufgefaßt[1]). Auch nach ihm bestehen die Kontinental-

[1]) Wegener, Die Entstehung der Kontinente. Peterm. geogr. Mitteil. 1912, S. 185, 253, 305. — Derselbe, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig 1915, Vieweg & Sohn. Vgl. auch K. Andrée, Über die Bedingungen der Gebirgsbildung, S. 32 ff. Berlin 1914, Bornträger.

tafeln aus leichterem (Lithosphären-) Material, welches erst in größerer Tiefe auf schweren, der Barysphäre angehörigen Gesteinen aufruht. Dagegen soll der Boden der Tiefsee schon von oben an aus solchem schweren Material gebildet sein; und da WEGENER diesem eine mehr oder weniger plastische Beschaffenheit zuschreibt, so sollen die Kontinentalblöcke tief in die Masse der Barysphäre eintauchen und in ihr schwimmen wie Eisblöcke im Wasser, so wie Fig. 20 dies erläutert. Wir werden später, bei der Erörterung der Anschauungen über den Zustand des Erdinnern sowie bei Besprechung der Lehre von der Isostasie, auf die Vorstellung WEGENERS zurückkommen.

Fig. 20. Schematischer Querschnitt durch einen Festlandsrand nach A. WEGENER. (Schrägschraffiert: Lithosphäre; punktiert: Barysphäre; längsgestrichelt: Ozean.)

Dichte der Erde[1]).

Zur Bestimmung der Dichte der Erde muß man wie bei jedem anderen Körper zwei Größen kennen, ihre Masse und ihr Volum. Das Volum der Erde läßt sich aus den bekannten Dimensionen des Erdsphäroids leicht berechnen, ihre Masse aber nur auf mittelbarem Wege feststellen. Es können dazu verschiedene Methoden angewandt werden.

Eine erste beruht auf der Bestimmung von Lotablenkungen. Es ist bekannt, daß ein über eine Ebene aufragender Berg eine Anziehung und Ablenkung des Bleilotes aus der senkrechten Richtung zur Folge hat. So bewirkt schon die Cheopspyramide eine solche, und bei Ilsenburg am Fuße des Harzes beträgt die Ablenkung 11″, bei Wladikawkas am Fuße des Kaukasus sogar 35,8″. Natürlich kann diese Methode keine sehr genauen Ergebnisse liefern. Immerhin haben nach ihr schon 1774—1776 MASKELYNE und HUTTON am Berge Shehallion in Schottland die Masse der Erde und daraus deren mittlere Dichte ziemlich richtig zu 4,7 bestimmt.

Ein anderes Mittel zur Feststellung der Erdmasse gibt uns das Pendel an die Hand; und zwar können dazu sowohl Pendelbeobachtungen auf hohen Bergen als auch im Grunde tiefer Schächte benutzt werden. Ältere Versuche dieser Art auf dem Mont Cenis ergaben 4,8, neuere auf dem japanischen Vulkan Fusi Yama 5,77. In einem gegen 300 m tiefen Schachte bei Newcastle dagegen bestimmte AIRY die mittlere Erddichte zu 5,5.

Eine weitere Methode beruht auf der Anwendung der von COULOMB erfundenen, horizontal schwingenden Drehwage. Sie wurde zuerst von

[1]) W. TRABERT, Lehrb. d. kosm. Physik 1911.

CAVENDISH angewandt und ergab 5,5. Später erhielt REICH in Freiberg als Mittel zahlreicher sehr sorgfältiger Messungen 5,6.

Außer den genannten Wegen hat man in neuerer Zeit zum gleichen Zwecke noch einige andere eingeschlagen. So fanden mittels Wägungsmethoden JOLY 5,7, POYNTING 5,45, RICHARZ und KRIEGAR-MENZEL 5,5, WILSING 5,579. Als der Wahrheit am nächsten kommend darf (nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Professor RICHARZ) angesehen werden **5,52 ± 0,01**[1]).

Die mittlere Dichte der Erde erscheint nun außerordentlich hoch, wenn man damit die Dichte der Massen der äußeren Erdkruste vergleicht. Von den verbreitetsten Eruptivgesteinen haben die leichteren, wie Granit, Quarzporphyr usw., nur ein spezifisches Gewicht von 2,5—2,7; die schwereren, wie Basalt, Diabas usw., nur ein solches von höchstens 3,3. Die meisten Sedimentgesteine, wie Kalkstein, Dolomit, Sandstein, Tonschiefer usw., sind ebenfalls nicht dichter als 2,5—2,8. Dasselbe ergibt sich, wenn man die hauptsächlichen gesteinsbildenden Mineralien ins Auge faßt: das verbreitetste, der Quarz hat nur ein Gewicht von 2,65; der ihm an Verbreitung zunächststehende Feldspat besitzt nur ein solches von 2,56. Die mittlere Dichte der Gesteine der Oberfläche kann demnach höchstens 2,8 betragen. Bedenkt man aber, daß der größte Teil der Erdoberfläche von Wasser mit der Dichte von 1 eingenommen wird, so gelangt man zu dem Ergebnis, daß die mittlere Dichte der ganzen unserer Beobachtung zugänglichen flüssig-starren Oberfläche kaum viel über 2 betragen kann.

Die große Verschiedenheit dieses Wertes von der mittleren Dichte des Erdganzen nötigt zur Annahme, daß im Innern der Erde weit schwerere Massen angehäuft sind als oberflächlich. Natürlich müssen die inneren Massen schwerer sein als 5,5, um die geringe Dichte der Oberfläche auszugleichen[2]). Wie schon früher bemerkt, bezeichnet

---

[1]) Vergleichsweise seien hier folgende Dichten der übrigen Glieder unseres Sonnensystems angeführt:

Sonne	1,38—1,4	Saturn	0,72—0,8
Merkur	6,4—6,7	Uranus	1,1—1,92
Venus	5,0—5,9	Neptun	1,3
Mars	5,3	Mond	3—3,4
Jupiter	1,25—1,4	Meteoriten	2—7

[2]) Neuerdings sind die Druck-, Temperatur- und Dichteverhältnisse der Erde von W. KLUSSMANN behandelt worden (Über das Innere der Erde. Gerlands Beitr. zur Geophysik Bd. XIV, H. 1, 1915). Er kommt zu dem Ergebnisse, daß, wenn man die Dichte der Erdschale zu 3,4 annimmt, sich für den Kern 9,2 und für die Zwischenzone 6,0 ergeben würde. Nimmt man aber die Dichte der Rinde zu nur 3,0, so ergibt sich für den Kern 8,4, für die Zwischenzone 7,2.

man diese tiefliegenden schweren Teile der Erde im Unterschiede zu der leichten äußeren Lithosphäre als Barysphäre.

Die Dichtigkeitszunahme der Erde nach der Tiefe kann keine Folge der Zusammendrückung der Gesteine durch die überliegenden Massen sein; denn die Zusammendrückbarkeit der Gesteine ist im ganzen sehr gering. Es ist vielmehr anzunehmen, daß die Erde im Innern aus dichteren Mineralien und Gesteinen besteht als an der Oberfläche.

Die Annahme, daß der Kern der Erde aus großen Metallmassen zusammengesetzt sei, hat viele Anhänger. Für die weitere Vermutung, daß der Erdkern hauptsächlich aus Eisen bestehe[1]), spricht schon die große Verbreitung des Eisens an der Oberfläche der Erde, noch mehr aber die außerordentliche Rolle, die das Eisen für die Meteoriten spielt. Bei der Besprechung dieser Körper wurde bereits hervorgehoben, daß die gänzlich oder überwiegend aus gediegenem Eisen bestehenden Meteorsteine wahrscheinlich von den inneren Teilen zerstörter Weltkörper herrühren, während die Steinmeteoriten vermutlich die den äußeren Teilen angehörigen Oxydationsprodukte jener inneren Massen darstellen. Es liegt nahe anzunehmen, daß die Erde eine ähnliche Zusammensetzung besitzt, daß also unter der leichten Oberfläche immer dichtere Schalen folgen. Diese Vorstellung verträgt sich sowohl mit der Annahme eines flüssigen als eines festen Erdinneren und steht mit keiner bekannten geologischen, physikalischen oder astronomischen Tatsache im Widerspruch. Es scheint vielmehr, daß der Erdmagnetismus erst durch sie eine genügende Erklärung findet.

Eingehendere Mitteilungen über den Bau des Erdkörpers in größeren Tiefen sollen weiter unten, bei Besprechung der vermutlichen Beschaffenheit des Erdinnern, gemacht werden.

---

[1]) Bis vor kurzem war man geneigt, gewissen an verschiedenen Stellen der Erde in basischen Eruptivgesteinen (Basalten, Diabasen usw.) vorkommenden Einschlüssen von gediegenem Eisen einen tellurischen Ursprung zuzuschreiben, d. h. sie als mit dem eruptiven Magma an die Oberfläche gebrachte Stücke der tieferen Teile des Erdinnern anzusehen. Namentlich für die bekannten großen grönländischen Eisenmassen von Uifak (oder Ovifak) hat eine Reihe unserer angesehensten Mineralogen und Petrographen diese Anschauung vertreten zu dürfen geglaubt. Nachdem aber jetzt auch in verschiedenen hessischen Basalten ähnliche, wenn auch viel kleinere Eisenfunde gemacht worden sind und A. Schwantke (Sitzungsber. d. Berl. Akad. 1906) für einen davon sehr wahrscheinlich gemacht hat, daß er nur eine Ausscheidung aus einer frühen Erstarrungsperiode des Basalts darstellt, muß die Ansicht von der tellurischen Abkunft solcher Eisenmassen wohl aufgegeben werden.

Was übrigens das Ovifakeisen im besonderen betrifft, so neigt man neuerdings dazu, es auf die Reduktion zurückzuführen, die das Basaltmagma durch die von ihm durchbrochene Braunkohle erfahren hat. (Vgl. C. Benedicks, Verh. d. Internation. Geol.-Kongr. zu Stockholm 1910, Bd. II, S. 885, 1912.) Es wäre ein natürlicher Stahl.



Lotablenkungen.

Im obigen ist wiederholt bemerkt worden, daß das Bleilot durch die Anziehung eines Berges oder Gebirges mehr oder minder erheblich aus der senkrechten Richtung herausgebracht werden kann. Steigt man am Abhange des Berges hinauf, so vermindert sich allmählich die Größe der Ablenkung. Auf dem Gipfel ist sie = 0. Steigt man am entgegengesetzten Abhang hinab, so macht sich wieder eine Ablenkung, aber in umgekehrter Richtung geltend. So verhält es sich in der Tat am Meißner unweit Kassel, einem ziemlich regelmäßig sargförmig gestalteten, in den unteren Teilen aus triassischen Gesteinen, darüber aus Tertiär und zuoberst aus einer ausgedehnten Doleritdecke aufgebauten Berge.

Ganz anders aber gestalten sich die Verhältnisse bei einem in seinen einzelnen Teilen aus Gesteinen von sehr verschiedener Dichte zusammengesetzten Gebirge. So im Harz[1]). Im Innern und in der Umgebung dieser

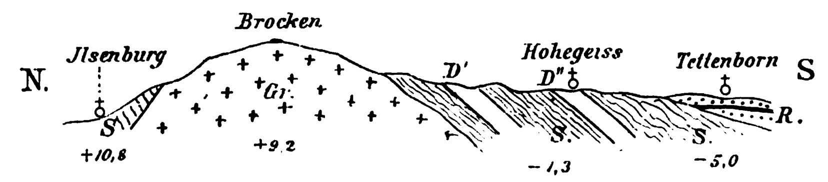


Fig. 21. Durchschnitt von Ilsenburg nach dem Südrande des Harzes.
Gr. Granit, *S.* Schiefergebirge, *D'*, *D''* Diabaszüge, *R.* Rotliegendes.

Berginsel sind zahlreiche Messungen der Lotablenkung ausgeführt worden[2]). aus denen sich eine augenscheinliche Abhängigkeit der Ablenkungen vom geologischen Bau des Gebirges und insbesondere von der Verteilung der spezifisch schweren Gesteine ergeben hat.

Zu den schwersten Gesteinen des Harzes gehört nicht der die Haupterhebung des Gebirges bildende Granit, sondern der Diabas mit einem spezifischen Gewichte von 2,9—3. Es sind daher die großen Diabaszüge, die den Haupteinfluß auf das Lot ausüben. Dies zeigt sich deutlich, wenn man einen von N nach S durch den Brocken gelegten Durchschnitt, wie Fig. 21 ins Auge faßt.

Bei Ilsenburg, unmittelbar am Fuße des Gebirges und am Rande einer

[1]) K. Lossen, Verh. d. Ges. d. naturf. Freunde zu Berlin, 1881.

[2]) Diese Ablenkungen sind, soweit sie damals festgestellt waren, in die bekannte Lossensche geologische Karte des Harzes eingetragen worden. Neuere Beobachtungen und Berechnungen der Größe der Lotabweichungen im Harz durch Prof. Galle (Veröff. preuß. Geodät. Inst. N. F. Nr. 36, 1908) haben etwas abweichende Werte von denen der Lossenschen Karte ergeben; dies ändert aber nichts an der allgemeinen Gültigkeit der Folgerungen Lossens.

schmalen, dem granitischen Brockenmassiv vorgelagerten Schiefer- und Quarzitzone ist die Lotabweichung + 10,8″. Am höchsten Punkte des ganzen Gebirges, dem Brockengipfel, hat sie nur wenig abgenommen, da sie hier noch + 9,2 beträgt[1]). Erst 4 Stunden weiter südlich, unweit Hohegeiß, wurde eine negativer Wert, nämlich — 1,3 gefunden, wonach der Nullpunkt etwas nördlich von diesem Orte liegen dürfte. Am Südrande des Gebirges endlich, in der Gegend von Tettenborn hat die negative Ablenkung zwar zugenommen, ist indes noch erheblich geringer als die positive bei Ilsenburg, nämlich — 5,0.

Der Gleichgewichtspunkt der Lotabweichungen liegt demnach nicht in der Mitte des betrachteten N—S-Durchschnittes, sondern fällt erheblich nach S, so daß er dem Südrande des Gebirges weit näher liegt als dem Nordrande. Dies hängt mit der Lage der Hauptdiabaszüge (D' und D'') zusammen, die der Südhälfte des Durchschnittes angehören. Daß diese Erklärung richtig ist, ergibt sich daraus, daß die Gleichgewichtslinie der Ablenkungen weiter nach O zu allmählich zusammen mit den Diabaszügen mehr in die Mitte des Gebirges hineinrückt. Sie läuft, kurz ausgedrückt, keineswegs der Längsachse des Harzes parallel, sondern zieht wie die Schichten des Schiefergebirges schräg durch das Gebirgé hindurch.

Aber auch in anderer Hinsicht geben Lotabweichungen wertvolle Anhaltspunkte für die Beurteilung der Beschaffenheit des Untergrundes. Wie nämlich Gebirgserhebungen im allgemeinen anziehend auf das Lot einwirken, so stoßen umgekehrt Vertiefungen und Hohlräume das Lot ab, und in ähnlicher Weise scheinen auch erheblich leichtere, örtlich in der Tiefe angehäufte Gesteinsmassen zu wirken.

So hat man, wie schon früher erwähnt, in neuerer Zeit bei Berlin eine ansehnliche örtliche Lotabweichung nachgewiesen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß sie sich aus dem Fortsetzen des riesigen Salzstockes von Sperenberg (40 km südlich von Berlin) in den Untergrund der Reichshauptstadt hinein erklärt.

Abstoßungen des Lots wurden schon 1864 durch Schweizer bei Moskau und noch früher durch Stebnitzki am Südrande des Kaukasus nachgewiesen. Auch bei Pisa und anderwärts sind sie beobachtet worden. Während am Nordfuße des Kaukasus starke Lotanziehungen (bei Wladikawkas 35,8″) vorhanden sind, so fanden sich im S des Gebirges teils nur ganz geringe Anziehungen, teils Abstoßungen. Sie haben ihren Grund in den früher (S. 51) auseinandergesetzten Verhältnissen, im Ersatz des spezifisch schweren Materials der Barysphäre durch leichteres Material der

[1]) Man bezeichnet die Abweichungen in einer Richtung mit +, die in der anderen mit —.



Lithosphäre infolge der mit der Entstehung des Kaukasus verbundenen Rindenfaltung.

In noch höherem Grade als Messungen der Lotabweichung sind Pendelbeobachtungen geeignet, uns Aufschluß über die unterirdische Massenverteilung zu geben. Ein in der Tiefe vorhandener Massenüberschuß muß beschleunigend auf den Gang des Pendels wirken, ein Massenmangel umgekehrt verzögernd[1]). Daß neuere Pendelbeobachtungen in den Alpen und anderen Gebirgen einen zu kleinen Schwerebetrag ergeben haben und daß daraus ganz allgemein auf einen Massenausfall unter den Gebirgen zu schließen ist, wurde bereits oben ausgeführt.

Wärme der Erde.

Die Wärme der Erde hat einen doppelten Ursprung: einmal stammt sie von der Sonne und zweitens aus dem Erdinnern. Für die Erwärmung der Oberfläche, für die äußere Wärme der Erde, kommt heutzutage nur noch die Sonnenwärme in Betracht, während das Erdinnere längst aufgehört hat, in dieser Hinsicht eine Rolle zu spielen[2]). Wohl aber ist die Wärme des Erdinnern für die Temperaturen der Tiefe, für die inneren Wärmeverhältnisse des Erdkörpers bestimmend.

Wir betrachten zuerst in aller Kürze die äußere, dann die innere Wärme der Erde.

1. Äußere Wärme.

Die Temperatur eines jeden Punktes der Erdoberfläche ist bekanntlich beständigen Schwankungen unterworfen, die eine Folge seiner veränderten Stellung zur Sonne sind. Da nun die Veränderungen im Stande der Sonne an eine tägliche und eine jährliche Periode gebunden sind, so werden auch die oberflächlichen Temperaturveränderungen eine tägliche und eine jährliche Periode einhalten müssen.

Nun hängt die Wärmemenge, die jeder Punkt der Erde im Laufe eines Tages und des ganzen Jahres erhält, 1. von der Stärke und 2. von der Dauer seiner Bestrahlung durch die Sonne ab. Da man beide genau kennt, so müßte sich die Temperatur für jeden Tag und jede Stunde des Jahres im voraus

[1]) Am meisten eignet sich zu solchen Versuchen die Drehwage, namentlich in der ihr vom ungarischen Geodäten Eötvös gegebenen Gestalt. Schweydar hat sie 1917 zu Messungen an einem hannoverschen Salzhorste benutzt, dessen Grenzen durch Bohrungen genau bekannt geworden waren. Die Wage gab nicht nur die Ausdehnung des Horstes richtig an, sondern zeigte auch, daß die Westseite des Salzlagers flach, die Ostseite dagegen steil in die Tiefe abfällt (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1918, S. 157). Vgl. auch Tams, Geol. Rundschau X, S. 1, 1919.

[2]) Die jetzige Wärmezufuhr aus dem Erdinnern wird auf 0,5 % der mittleren Erwärmung der Erdoberfläche durch Sonnenstrahlung geschätzt.

berechnen lassen, wenn nicht die Wärmeverteilung durch verschiedene Umstände gestört würde.

Einen ersten Grund für solche Störungen bildet die ungleiche Verteilung von Wasser und Land und das sehr verschiedene Verhalten beider hinsichtlich der Wärmeaufnahme und -abgabe. Ein großer Teil der eine Wasserfläche treffenden Wärmestrahlen wird zur Bildung von Wasserdampf verwandt. Es gehört etwa zweimal so viel Wärme dazu, um 1 Volum Wasser auf die gleiche Temperatur zu bringen wie 1 Volum trockenen Boden. Dieser letzte erwärmt sich aber nicht nur rascher, sondern auch zu höheren Temperaturen (so der Saharasand und der Lößboden Transkaspiens auf über 70° C). Anderseits erkaltet eine Wasserfläche viel langsamer, und zwar sowohl wegen ihrer höheren spezifischen Wärme, als auch weil die erkalteten Wasserschichten zu Boden sinken und dafür beständig wärmere an die Oberfläche steigen.

Endlich ist auch die Atmosphäre über großen Landmassen im allgemeinen trockener und klarer, über großen Wasserflächen dagegen feuchter und trüber; wird durch das erste die Wärmeausstrahlung befördert, so wird sie durch das letzte erschwert. Diese Verhältnisse bedingen die bekannten Unterschiede von Land- und Seeklima. Sie sind aber auch eine der Ursachen, warum die überwiegend von Wasser eingenommene südliche Erdhalbkugel im allgemeinen eine niedrigere Temperatur besitzt als die nördliche.

Ein zweiter Grund für die unregelmäßige Wärmeverteilung liegt in den Höhenunterschieden der Oberfläche und in der Tatsache, daß die Lufttemperatur mit der Erhebung über den Meeresspiegel stetig abnimmt. Diese Abnahme beträgt in unseren Gegenden etwa $^1/_2$° C auf je 100 m.

Eine weitere mehr örtliche Ursache für die Ungleichmäßigkeit der Wärmeverteilung stellt die verschiedene Art der Bodenbedeckung dar, eine noch andere wichtigere die großen Luft- und Meeresströmungen. Als Beweis für den großen Einfluß dieser genügt es, an die auffällige durch den Golfstrom bewirkte Erwärmung der Westküsten Europas zu erinnern.

Alle genannten Ursachen müssen zusammenwirken, um die Regelmäßigkeit der täglichen und jährlichen Temperaturveränderungen erheblich zu beeinträchtigen. Indes gibt es einen Wert, der für jeden Ort nahezu unveränderlich ist, und das ist die Wärmemenge, die er von der Sonne im Laufe des Jahres überhaupt erhält. Man nennt diese Wärmemenge die mittlere Jahrestemperatur. Sie wird gefunden, indem man zuerst aus einer Anzahl im Laufe eines Tages gemachter Beobachtungen die Mitteltemperaturen aller Tage des Jahres feststellt und dann das Mittel aus allen Tagesmitteln zieht. Während diese letzten keine regelmäßige Reihe darstellen,

sondern häufig in der warmen Jahreszeit Rückfälle zu niedrigeren Temperaturen und umgekehrt aufweisen, so heben sich im Laufe eines Jahres diese Unregelmäßigkeiten derart auf, daß das Jahresmittel für jeden Ort fast ganz gleich bleibt[1]).

Verbindet man nun alle Orte mit gleicher Jahrestemperatur, wie dies zuerst durch Humboldt geschehen ist, so erhält man die sogenannten Isothermen, Kurven, die zum Teil sehr erheblich von den Breitenkreisen abweichen und ein deutliches Bild der vielfachen und großen Unregelmäßigkeiten in der Verteilung der Wärme auf der Erdoberfläche geben.

Aus den Isothermenkarten ergibt sich besonders folgendes:

Auf der nördlichen Erdhalbkugel sind die Westküsten wärmer als die Ostküsten, auf der südlichen umgekehrt die Ostküsten wärmer als die Westküsten. Dies gilt indes nur bis zum 40. Grad s. Br., während weiter südlich die Isothermen fast parallel mit den Breitegraden über die überwiegende Meeresfläche verlaufen. Auch auf der nördlichen Halbkugel verringern sich die klimatischen Unterschiede zwischen West- und Ostküsten allmählich in der Richtung nach dem Pole.

Die wärmsten Erdräume mit einer Mitteltemperatur von 25—30° C liegen überwiegend im N des Äquators, und auch im übrigen besitzt im allgemeinen die nördliche Halbkugel unter gleichen Breiten höhere Mitteltemperaturen als die südliche.

Dies weist auf einen Wärmeüberschuß der nördlichen Halbkugel über die südliche hin. In der Tat fand Dove, daß die mittlere Jahrestemperatur der gesamten nördlichen Hemisphäre 15,5° C, die der südlichen aber nur 13,6° betrage. Die Halbkugel mit überwiegender Wasserbedeckung ist also nicht unbeträchtlich kälter als die Landhalbkugel.

Der Grund für diese Verschiedenheit liegt weniger in der ungleichen Verteilung von Wasser und Land auf beiden Erdhälften als in astronomischen Verhältnissen: in der Exzentrizität der Erdbahn und der Tatsache, daß zurzeit die Nordhalbkugel (weil sie sich während des Sommerhalbjahres im Aphel befindet) einen um fast 8 Tage längeren Sommer und kürzeren Winter hat als die Südhalbkugel (Sommerhalbjahr = 186 Tage, 12 Stunden; Winterhalbjahr = 178 Tage, 18 Stunden).

Daß diese Verhältnisse keine dauernden sind, daß vielmehr infolge der Präzession dieselbe Gunst, deren sich zurzeit die Nordhemisphäre erfreut, später einmal der südlichen zuteil werden wird, ist schon früher (S. 12) hervorgehoben worden; ebenso die Tatsache, daß auch die Größe der Exzentrizität der Erdbahn sich ändert und zeitweise noch beträchtlicher werden kann als heutzutage (S. 13).

---

[1]) Nur in seltenen Fällen beträgt die Abweichung 1° oder darüber.

2. Innere oder Eigenwärme der Erde.

Die Temperaturschwankungen der Erdoberfläche teilen sich natürlich auch dem Untergrunde mit. Infolge der geringen Leitungsfähigkeit des Bodens für Wärme geht indes dies Eindringen nur sehr langsam vor sich; und da die einmal erwärmten tieferen Bodenschichten, ebenfalls infolge ihres geringen Leitungsvermögens, ihre Wärme auch nach dem Wiedererkalten der obersten Schichten noch eine Zeitlang festhalten, so liegt auf der Hand, daß die Temperaturunterschiede der Erdoberfläche sich schon in verhältnismäßig geringer Tiefe sehr verringern und in noch größerer Tiefe ganz verschwinden werden. In Deutschland hören die täglichen Wärmeschwankungen schon in $1—1^1/_2$ m Tiefe auf, und in 20—25 m Tiefe machen sich auch die jährlichen nicht mehr geltend. Daher die bekannte Erscheinung, daß Keller von der angegebenen Tiefe das ganze Jahr über eine nahezu gleiche Temperatur besitzen. Diese Zahlen ändern sich übrigens mit dem Klima und dem Wärmeleitungsvermögen der Gesteine. So soll die äußerste Grenze, bis zu der die oberflächlichen Temperaturschwankungen in den Untergrund eindringen, in den Tropen, wo die Unterschiede der Jahreszeiten gering sind, schon in einer Tiefe von wenigen Metern erreicht werden. Etwas Ähnliches gilt auch für die Polargebiete.

Bis vor kurzem nahm man an, daß die Temperatur derjenigen Tiefenzone, in welcher man zuerst eine bleibende Temperatur antrifft, gleich der mittleren Jahrestemperatur des betreffenden Ortes sei. A. Schmidt hat aber gezeigt[1]), daß diese Annahme streng genommen unrichtig ist. Die Temperatur der fraglichen Zone muß vielmehr gleich dem Jahresmittel + dem der betreffenden Tiefe nach Maßgabe der geothermischen Tiefenstufe (siehe weiter unten) entsprechenden Temperaturzuwachs sein. Man wird daher in Zukunft sagen müssen, daß die erste bleibende Bodentemperatur die mittlere Jahres- (oder Luft-)Temperatur des betreffenden Ortes nur um weniges übertreffe[2]).

---

[1]) A. Schmidt, Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemb. 1897, S. 52.

[2]) Nach allen Erfahrungen ist dies auch im allgemeinen ganz zutreffend. Nur an Orten mit sich lange haltender Schneedecke ist der Unterschied zwischen mittlerer Luft- und erster bleibender Bodentemperatur größer, weil die Schneedecke das Eindringen der größten Winterkälte hindert und darum der Boden wärmer bleibt. So findet man (nach einer freundlichen Mitteilung Alb. Heims):

	Mittlere Lufttemperatur		Erste konstante Bodentemperatur
Zürich	9,0° C		10,5° C
München	6,9° „		9,1° „
Andermatt	3,3° „		6,1° „
Alpen {	0,0° „	bei ca. 2000 m	
Alpen {		bei ca. 2800 m	0,0° „

Dringt man in noch größere Tiefen ein, so trifft man auch hier überall unveränderliche Temperaturen an, jedoch so, daß die Temperatur mit der Tiefe stetig zunimmt.

Dieser Satz ist für die Geologie von solcher Wichtigkeit, daß wir genauer betrachten müssen, auf welche Tatsachen er sich stützt.

Eine erste Reihe von Beweisen liefern die bei Brunnengrabungen, in Bergwerken und Tunneln, sowie namentlich in tiefen Bohrlöchern gemachten Temperaturmessungen.

Die in Bergwerken angestellten Messungen können deshalb keinen großen Wert beanspruchen, weil ihre Genauigkeit durch die fortwährend dort herrschende Luftbewegung, durch örtliche Wärmeerzeugung infolge von Sprengungsarbeiten, Atmung von Menschen und Tieren, durch örtliche Abkühlung infolge verborgener Quellen und zahlreiche andere störende Einflüsse beeinträchtigt wird.

Viel zuverlässiger sind die bei Anlage tiefer Brunnen und Tunnel gemachten Temperaturbeobachtungen. Namentlich die in den letzten Jahrzehnten gebauten großen Alpentunnel haben gute Gelegenheit zu solchen Beobachtungen geboten. Im Mont Cenis-Tunnel beträgt die höchste Temperatur in einer Tiefe von 1607 m unter der Oberfläche 29,5° C. Im Gotthardtunnel wurde die höchste Temperatur auf der Nordseite in einer Tiefe von 658 m zu 22,4° C, auf der Südseite in 1074 m Tiefe zu 27,3°, in der Mitte des Tunnels in etwa 1700 m Tiefe unter der Oberfläche zu etwas über 32° bestimmt[1]).

Unter den bei Brunnengrabungen angestellten Beobachtungen verdient die im SCHERGIN-Brunnen in Jakutsk in Sibirien gewonnene, sich bis zuletzt in negativen Werten bewegende Temperaturenreihe hervorgehoben zu werden. Es wurde hier gemessen:

in	7	engl.	Fuß	Tiefe	eine	Temperatur	von	— 17,1° C
„	20	„	„	„	„	„	„	— 11,4° „
„	100	„	„	„	„	„	„	— 6,8° „
„	200	„	„	„	„	„	„	— 5,0° „
„	300	„	„	„	„	„	„	— 3,3° „
„	382	„	„	„	„	„	„	— 2,9° „

In dieser Tiefe wurde die Grabung eingestellt, weil bei weiterer gleicher Temperaturzunahme der Nullpunkt und damit die Möglichkeit, Wasser zu finden, erst in etwa 600′ (= 183 m) Tiefe zu erwarten war[2]). Diese Beobachtungsreihe liefert den denkbar besten Beweis für das Vorhandensein eines von der Sonnenwirkung völlig unabhängigen Wärmevorrats im Erdinnern.

[1]) Für den 23 km langen Tunnel unter dem Archotispasse im Kaukasus berechnete LÖWINSON-LESSING im Jahre 1913 unter dem höchsten Punkte der Oberfläche eine Temperatur von 36,6° C.

[2]) So groß ist also, wie dieser interessante Versuch gezeigt hat, die Dicke des ewig gefrorenen Bodens in diesem Teile Sibiriens.

Weitaus die wichtigsten Aufschlüsse über die Wärmeverhältnisse des Erdinnern verdanken wir aber den behufs Auffindung nutzbarer Minerallagerstätten, besonders von Kohle und Salz, ausgeführten Tiefbohrungen. Diese bieten eine ausgezeichnete Gelegenheit zu Temperaturmessungen, die denn auch besonders bei einigen in neuerer Zeit auf Veranlassung der preußischen Regierung niedergebrachten Bohrlöchern in weitem Umfange und unter Beobachtung aller möglichen Vorsichtsmaßregeln ausgenutzt worden ist[1]). Es hat sich übrigens dabei herausgestellt, daß die Temperatur nur dann ganz regelmäßig zunimmt, wenn die Beschaffenheit des durchbohrten Gesteins unverändert bleibt, während ein Gesteinswechsel infolge des veränderten Leitungsvermögens Unregelmäßigkeiten im Gange der Temperaturzunahme bedingt. Aus diesem Grunde ist unter allen bisher in tiefen Bohrlöchern gewonnenen Beobachtungsreihen keine so wertvoll wie die von Sperenberg (40 km im S von Berlin), weil dieses Bohrloch mit Ausnahme des alleroberstenTeiles ganz in Steinsalz steht, und zwar um so mehr, als dort auch die sonst fast immer vorhandenen, dem Bohrloche zuströmenden und die Regelmäßigkeit der Temperaturzunahme störenden kälteren oder wärmeren Quellen völlig fehlen.

Wir geben nachstehend einige bei Sperenberg und in einem anderen tiefen Bohrloch, nämlich bei Schladebach (unweit Merseburg) beobachtete Temperaturen wieder:

Sperenberg		Schladebach	
Tiefe	Temperatur	Tiefe	Temperatur
219 m . . .	19,1° C	1266 m . . .	45,2° C
345 „ . . .	24,9° „	1356 „ . . .	48,5° „
470 „ . . .	29,7° „	1416 „ . . .	50,5° „
516 „ . . .	32,0° „	1506 „ . . .	52,9° „
658 „ . . .	36,1° „	1626 „ . . .	55,0° „
1268 „ . . .	48,1° „	1716 „ . . .	56,6° „

Noch größere Tiefen erreichte das Bohrloch Paruschowitz V bei Rybnik in Oberschlesien (2003,34 m) und das von Czuchow unweit Czerwionka (ebendaselbst), das mit 2239,7 m zurzeit das tiefste Bohrloch

[1]) Ed. Dunker, Zeitschr. f. d. ges. Naturw. Bd. VI, 1872. — Derselbe, Neues Jahrb. f. Min. 1889, Bd. I, S. 29. Vgl. ferner Dunkers wichtige Schrift: Die Wärme im Innern der Erde. Stuttgart 1896. — Die von Dunker angewandte Methode „des Abschlusses kurzer Wassersäulen“ beruht darauf, daß das Bohrloch oberhalb des in die größte jeweilig erreichte Tiefe herabgelassenen Thermometers hermetisch abgeschlossen wurde, bis es die Temperatur des umgebenden Gesteins angenommen hatte. Unterblieb der Abschluß, so beeinträchtigten die Strömungen, welche die Temperaturunterschiede in der im Bohrloche angesammelten Wassersäule hervorrufen, die Genauigkeit der Beobachtung in hohem Maße. So erhielt Dunker im Sperenberger Bohrloch in 3390 Fuß Tiefe ohne Abschluß 33,6° R, mit Abschluß aber 36,6°.

der Welt darstellt. Bei Paruschowitz fand man in 1959 m Tiefe 69,25° C, bei Czuchow in 2221 m 83,4° C[1]).

Aus derartigen Beobachtungen läßt sich die Schnelligkeit der Temperaturzunahme mit der Tiefe berechnen. Man nennt den Betrag, um den man hinabsteigen muß, um einen Temperaturzuwachs von 1° C zu erhalten, die geothermische Tiefenstufe. Im folgenden sind deren Werte für einige neuere Bohrungen zusammengestellt:

	Größe d. geotherm. Tiefenstufe	Größte erreichte Tiefe
Schladebach	35,7	1748 m
Sennewitz bei Halle	36,5	1084 „
Lieth bei Altona	35,0	1259 „
Sudenburg bei Magdeburg	32,2	506 „
Sperenberg	33,7	1273 „
Paruschowitz V	34,1	2003 „
Czuchow	31,8	2239,7 „

Diese Zusammenstellung läßt schon erkennen, daß der Wert der Tiefenstufe keineswegs überall derselbe ist. Dies ist sogar so wenig der Fall, daß z. B. auf den Britischen Inseln nach SOLLAS[2]) ihre Größe zwischen 10 und 28 m schwankt!

Diese großen Unterschiede erklären sich aus verschiedenen Tatsachen[3]). Vor allem spielt hier die Geländegestaltung eine Rolle. Da nämlich die Lufttemperatur mit Erhebung über die Erdoberfläche weit langsamer abnimmt[4]), als die Bodentemperatur mit der Tiefe zunimmt, die mittlere Temperatur der Erdoberfläche aber immer den Ausgangspunkt für die Zunahme der Tiefentemperaturen bildet, so muß der Wärmefortschritt unter Bergen anders erfolgen wie unter Ebenen, und hier anders wie unter Tälern. Unter Bergen (b, d in Fig. 22) werden die Flächen gleicher innerer Temperatur oder die sogenannten Geo- (oder Chthon-) Isothermen aufsteigen und auseinanderrücken, unter Tälern (a, c) sich abwärts biegen und zusammendrängen. Nur unter Ebenen werden sie eine regelmäßige Gestalt haben. Die Geoisothermen werden sich demgemäß im ganzen den Unebenheiten des Geländes anschmiegen und unter den Bergen Ausbuchtungen, unter den Tälern Einbuchtungen bilden. Je näher der Erdoberfläche, desto

[1]) R. MICHAEL u. W. QUITZOW, Temperaturmessungen bei Czuchow. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. XXXI, II, 1910.

[2]) SOLLAS, Geological Magazine 1901, S. 502.

[3]) J. KÖNIGSBERGER, Über Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Täler, Berge usw. Eclog. geol. Helv. IX, S. 133, 1907. — DERSELBE, Über Messungen der geothermischen Tiefenstufe. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 31, S. 107, 1911.

[4]) Nämlich nur um etwa $1/_2$° C auf je 100 m, während die Bodentemperatur um 3° C auf 100 m zunimmt. Die Größe der thermischen Tiefenstufe beträgt demnach in den tieferen Luftschichten etwa 200 m, im Boden dagegen nur 30 m.

stärker werden diese Aus- und Einbuchtungen sein; erst in größerer Tiefe werden sie sich verlieren, so daß die Isothermenflächen hier schließlich eine der Kugelform des Erdkörpers entsprechende Gestalt annehmen werden.

Der Wert der geothermischen Tiefenstufe muß demnach unter Bergen größer, unter Tälern geringer sein als in der Ebene. Während er sich hier in unseren Gegenden auf 30—35 m stellt, beträgt er unter Tälern 20—25 m, unter Bergen 40—60 m.

Ein weiterer Grund für die Unterschiede der geothermischen Tiefenstufe liegt in der verschiedenen Leitungsfähigkeit der Gesteine für Wärme. Sie beträgt z. B. für Steinsalz 0,0113, für Sandstein 0,006, für Tonschiefer 0,0019[1]).

In anderen Fällen, wo der Wert der Tiefenstufe besonders klein ist, kommt dies auf Rechnung einer inneren, im Gestein selbst liegenden und auf chemische Umsetzung — besonders Oxydationsvorgänge, wie die Zersetzung von Markasit und Pyrit — zurückzuführenden Wärmequelle. So im berühmten Comstock-Goldbergwerke in Nevada[2]), wo die Tiefenstufe nur 15,25 m beträgt. So auch in allen Kohlengebieten: z. B. in der Braunkohlengrube von Monte Massi in den toskanischen Maremmen, wo der Wert der Tiefenstufe 13 m, und in der Braunkohlengrube von Ossegg in Böhmen, wo er gar nur 5,2 beträgt — wohl der kleinste bisher überhaupt beobachtete Tiefenstufenwert[3]).

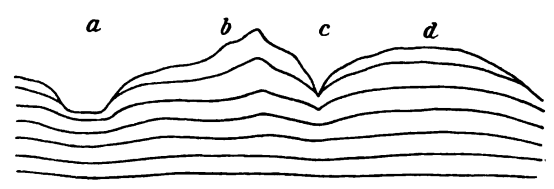


Fig. 22. Schematische Darstellung der Gestalt der Geoisothermen unter Bergen und Tälern.

Auch unterirdische Petrolansammlungen drücken erfahrungsmäßig den Wert der geothermischen Tiefenstufe herab.

In noch anderen Fällen ist der Grund für die schnelle Zunahme der unterirdischen Wärme offenbar in vulkanischen Ursachen zu suchen: im Hinaufreichen noch nicht völlig erkalteter vulkanischer Massen bis nahe unter die Erdoberfläche. So beträgt der Wert der Tiefenstufe bei Macholles in der Limagne nach M. Levy 14,16 und im Bohrloch bei Neuffen auf der Schwäbischen Alb nur 11,1 m[4]). Auch in Japan ist aus dem gleichen Grunde die Tiefenstufe sehr klein.

[1]) J. Königsberger, Eclogae geol. Helv. X, S. 506, 1908.

[2]) Bereits in 600 m Tiefe herrscht dort eine Lufttemperatur von 40°, welche jede weitere Ausbeutung der ungeheuren unterirdischen Schätze unmöglich macht.

[3]) Nach v. Höfer nimmt die Wärme in Braunkohlengruben im allgemeinen rascher zu als in Steinkohlengruben, weil die Umwandlung bei der Braunkohle im allgemeinen schneller vor sich geht als bei der Steinkohle.

[4]) Branca, Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemb. 1897, S. 28. — Etwas Ähnliches gilt für die Umgebung des Kaiserstuhls bei Freiburg i. B.

Umgekehrt ist im Kupferbergwerke der Calumet and Hecla Mine (auf der Halbinsel Keweenaw in Michigan) der Betrag der geothermischen Tiefenstufe auffallend groß, nämlich etwa 68 m. Wahrscheinlich liegt die Ursache hier in der abkühlenden Wirkung des kalten Wassers des benachbarten Oberen Sees.

Die starke Abkühlung des Bodens durch kaltes Wasser hat sich sehr deutlich auch beim Simplontunnel gezeigt, wo infolge starker kalter Quellen die Temperatur in 4—5 km Entfernung vom Südportale um 10—20° niedriger gefunden wurde, als man erwartet hatte (Fig. 23, wo bei *c* die Geoisothermenlinien von 20 und 30° sich auffallend stark abwärts biegen und weit auseinanderweichen).

Überhaupt haben neuere Erfahrungen gelehrt, daß die Wasserführung eines Gesteins — ja sogar sein Gehalt an sogenannter Gebirgsfeuchtigkeit — nicht nur seinen Wärmegehalt an und für sich, sondern auch sein Leitungsvermögen für Wärme beeinflußt.

Mit einer noch anderen, die Gestalt der Geoisothermen erheblich beeinflussenden Ursache hat uns ebenfalls der Simplontunnel bekannt gemacht. Bei seinem Durchstich zeigte sich nämlich, was bis dahin ganz unbekannt geblieben war, daß die Erdwärme in der Schichtrichtung viel leichter abfließt als quer dazu. Die Temperaturzunahme erfolgt bei steiler Schichtenstellung langsamer als bei flacher, bei welcher der Boden wärmer bleibt[1]). Bei steilstehender Schichtung, wie sie am Simplon nur in der Nähe des Nordportales (Fig. 23, a) statthat, betrug die Größe der Tiefenstufe 35—37 m, bei flacher Schichtenlage aber, wie sie im ganzen mittleren und südlichen Teil herrscht, nur 28—29 m. Damit zusammenhängend hat man im Simplontunnel um 10—12° höhere Temperaturen angetroffen, als man (nach den Erfahrungen im Gotthard und in anderen Alpentunneln) erwartet hatte. Ja, in 8110 m Entfernung vom Nordportal (Fig. 23, b), wo man die Wärme auf ungefähr 42° berechnet hatte, stieg sie sogar auf über 55° C![2]).

Zur Aufstellung eines allgemeingültigen Gesetzes für die Temperaturzunahme im Erdinnern genügen auch die mit Bohrlöchern erreichten Tiefen noch in keiner Weise. Kommt doch die Tiefe der tiefsten Bohrlöcher nur rd. $^1/_{3000}$ des Erdradius gleich!

Nur so viel läßt sich für die geringen bisher erreichten Tiefen aussprechen,

---

[1]) Dies stimmt gut überein mit den Beobachtungen, die vor kurzem Alb. Badior über die Wärmeleitung künstlich geschichteter Materialien ausgeführt hat (Diss. Marburg 1908).

[2]) Alb. Heim, Eclog. geol. Helv. VIII, 4, S. 25, 1904. — Vgl. auch H. Schardt, Wissenschaftliche Ergebnisse des Simplondurchstiches. Verh. d. Schweizer Naturf. Ges. Winterthur 1904.

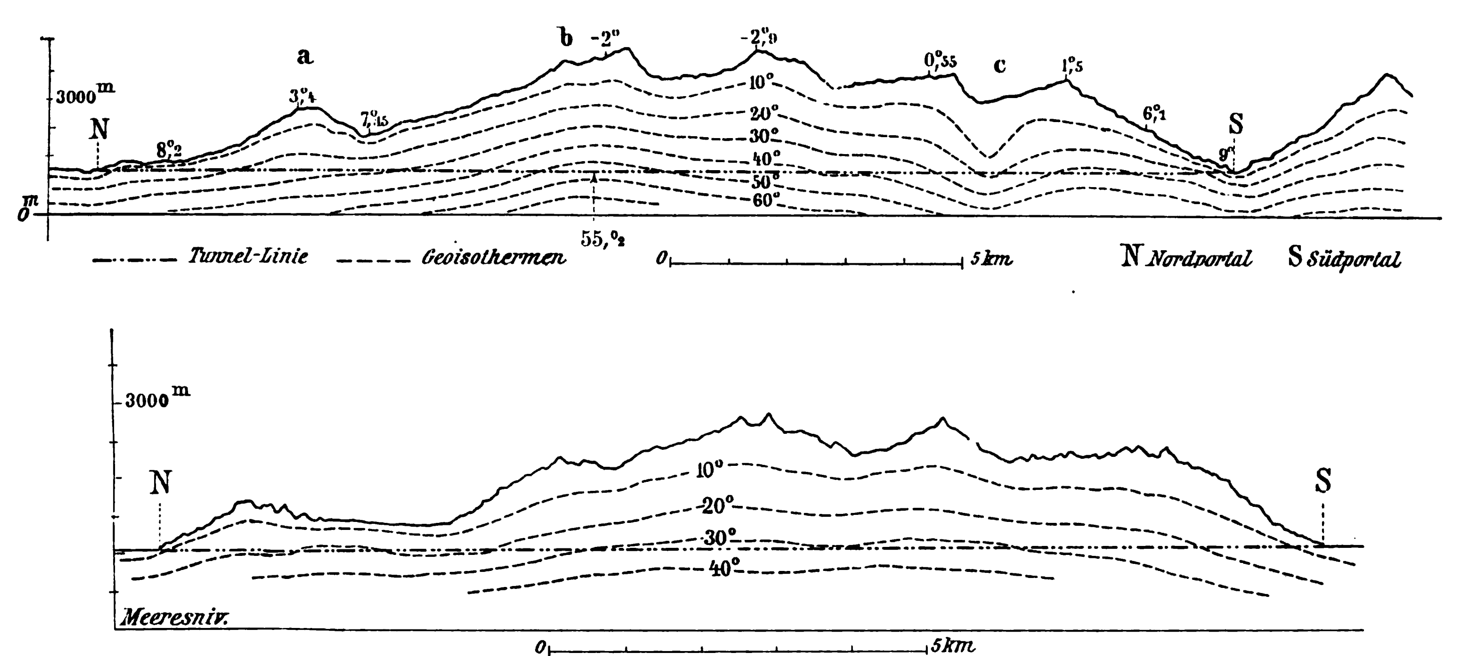


Fig. 23 u. 24. Thermische Querprofile durch den Simplon[1]) (oben; Höhen- und Längenmaße 1 : 125 000) und Gotthard (unten; M. 1 : 100 000), gezeichnet von Prof. ALB. HEIM. Im Simplonprofil bei a senkrechte Schichtung und großer Abstand der Geoisothermen; bei b flache, der Oberfläche parallele Schichtung und Drängung der Isothermen; bei c Abkühlung des Untergrunds durch starke Quellen und Auseinanderweichen der Isothermen. Die Zahlen über dem Profil geben die mittleren Bodentemperaturen in geringer Tiefe an.

[1]) Eine neuere, sehr eingehende Darstellung der Wärmeverteilung im Simplon hat vor kurzem G. NIETHAMMER gegeben (Eclog. geol. Helv. XI, S. 96, 1910); eine andere, noch neuere verdankt man H. SCHARDT (Geotherm. Verh. d. Simplongebirges in der Zone des großen Tunnels. Festgabe d. philos. Fakultät z. Einweihung d. Univ. Zürich, S. 139. Zürich 1914).

daß die Temperatur anscheinend in arithmetischer Progression zunimmt[1]), und zwar um 1° C auf einige dreißig Meter. KÖNIGSBERGER veranschlagt sie für ebene Gegenden ohne jüngere Eruptivmassen und ohne Kohlen und Petrol auf 35 m.

Es ist indes wahrscheinlich, daß die gleichmäßige Temperaturzunahme nur für die oberste Zone der Erdrinde Gültigkeit hat, daß aber in größerer Tiefe die Zunahme sich verlangsamt. Denn nach THOMSON und TAIT[2]) müßten sich bei einer heißen Kugel von der Größe unserer Erde, die sich durch Millionen von Jahren in einer kalten Umgebung abgekühlt hätte, die thermischen Verhältnisse so gestalten, daß auf die ersten 30 km die Temperatur nahezu proportional der Tiefe zunimmt; dann aber müßte die Zunahme in geometrischer Progression erfolgen.

Damit würden auch die Ergebnisse der bemerkenswerten Versuche übereinstimmen, die G. BISCHOF mit geschmolzenen Basaltkugeln von 27″ Durchmesser anstellte. Nach 48stündiger Erkaltung betrug die Temperatur:

im Mittelpunkt	191,9° C
in 4,5″ vom Mittelpunkt	170,0° „
„ 6,7″ „ „	156,3° „
„ 9,0″ „ „	137,5° „

Eine zweite Reihe von Beweisen für die hohe Eigenwärme unserer Erde liefern die warmen Quellen und die Laven.

Die warmen Quellen oder Thermen, die man besonders in Gebieten heutiger oder früherer vulkanischer Tätigkeit antrifft, die sich aber auch in nichtvulkanischen Gegenden an Punkten finden, wo tief hinabreichende Bodenspalten vorhanden sind (z. B. bei Aachen), besitzen je nach der Tiefe, aus der sie emporsteigen, sehr verschiedene Temperatur. Manche haben trotz des langen Weges, den sie zurückgelegt haben, noch Siedetemperatur. Da Thermen über die ganze Erde verbreitet sind, so liegt darin ein Beweis, daß in Tiefen von einigen Kilometern Temperaturen vom Siedepunkt des Wassers herrschen.

Daß endlich in größeren Tiefen noch höhere Temperaturen vorhanden sein müssen, zeigen die ebenfalls über das ganze Erdenrund verbreiteten Laven, jene von den Vulkanen ausgestoßenen glutflüssigen Gesteinsmassen. Bei Ausbrüchen des Vesuvs gemachte Beobachtungen, wonach in Ortschaften eindringende Lavaströme kupferne Geräte bloß durch ihre ausgestrahlte Wärme zum Schmelzen brachten, beweisen, daß ihre Temperatur über 1000° C betragen haben muß.

---

[1]) HENRICH, Neues Jahrb. f. Min. 1876, S. 716.

[2]) THOMSON u. TAIT, Handb. d. theoret. Physik. Bd. I, 2. Teil, S. 441.

Die oben erwähnten großen Schwankungen des Wertes der geothermischen Tiefenstufe haben bei manchen Forschern die Vorstellung erweckt, daß der ursprüngliche Wärmevorrat des Erdkörpers nicht die einzige Quelle für die Wärme des Erdinnern sei. Nachdem man das **Radium** und die **radioaktiven Stoffe** entdeckt und erkannt hatte, welche gewaltige Wärmemengen beim Zerfall dieser Stoffe frei werden, lag es vielmehr nahe, in radioaktiven Vorgängen eine weitere Ursache für die Erwärmung der Erde zu suchen.

Dieser Gedanke war um so bestechender, als radioaktive Stoffe auf der Erde eine überraschend weite Verbreitung besitzen. In der Luft hat man sie bei Ballonaufstiegen bis zu 7000 m Höhe nachgewiesen. Unter den Quellwässern enthalten namentlich die Thermen oft recht erhebliche Mengen solcher Stoffe, während das Meerwasser davon fast frei ist. Der Radiumgehalt der Gesteine ist großen Schwankungen unterworfen. In den Sedimenten[1]) ist er im allgemeinen geringer als in den Eruptivgesteinen, und bei diesen steigt er mit dem Kieselsäuregehalt.

Die eigentlichen Träger der Radioaktivität innerhalb der Erdrinde sind bekanntlich das Uran und das Thorium, die unter allen bekannten Elementen das höchste Atomgewicht besitzen und aus deren Zerfall erst das Radium hervorgeht. Diese beiden Elemente finden sich in etwa zwanzig verschiedenen Mineralien, von denen aber eigentliche Uran- und Thormineralien nur das Uranpecherz und der Thorit sind, während andere radioaktive Mineralien, wie Gummit, Kleveit, Bröggerit usw. nur aus deren Zersetzung hervorgegangen sind. Es ist sehr bemerkenswert, daß diese Mineralien Begleiter von Granit- und Syenitmassiven und besonders an deren pegmatitische Gangbildungen gebunden sind. Die eigentliche Quelle der Radioaktivität aber ist der Zirkon, bzw. dessen ehemaliger Thoriumgehalt. Dieser ist es, der — wie Mügge[2]) nachgewiesen hat — die dunklen sogenannten pleochroitischen Höfe bildet, welche der Biotit, Kordierit und andere Mineralien des Granits um die in ihnen eingewachsenen Zirkoneinschlüsse herum zeigen. Mit und aus dem Zirkon, der neben dem Quarz zu den widerstandsfähigsten Gemengteilen der Gesteine gehört, sind wahrscheinlich erst die radiumhaltigen Stoffe in den Ackerboden, in die Sedimente, in die Quellen und die Luft gelangt[3]).

Nach der Meinung von Strutt u. a.[4]) wären übrigens die radioaktiven

---

[1]) Es ist bei diesen sogar in den Tiefseeschlammen nachgewiesen worden.

[2]) Mügge, Zentralbl. f. Min. 1907, S. 397, und 1909, S. 65 ff.

[3]) A. Sauer, Protokoll der Versammlung der Direktoren der geologischen Landesanstalten, 1913.

[4]) R. J. Strutt, On the distribution of radium in the earth's crust and on the earth's internal heat. Proc. Roy. Soc. 1906, S. 77; 1907, S. 78. — F. v. Wolff, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, S. 440 ff. — Königsberger, Phys. Zeitschr. VII, S. 290, 1906. — Vgl. auch J. Joly, Radioactivity and geology, London 1907, und G. F. Becker, Relations of radioactivity to cosmogeny and geology. Bull. Geol. Soc. Amer. 19, S. 113, 1908.

Stoffe keineswegs gleichmäßig durch die ganze Erdmasse verteilt, sondern an deren Oberflächenschale gebunden, während der Kern der Erde radiumfrei wäre. Dem würde entsprechen, daß zwar die Steinmeteoriten radiumhaltig sind, aber nicht das nach früheren Ausführungen von den inneren Teilen ehemaliger Weltkörper herrührende Meteoreisen.

Wie hoch die Gesamtmenge des Radiums der Erde ist, läßt sich nicht bestimmen. Es ist daher auch nicht möglich zu sagen, ob sie ausreichen würde, um die Wärmeverhältnisse des Erdkörpers wesentlich zu beeinflussen. Es hat zwar nicht an Vermutungen gefehlt, daß der gesamte Wärmeschatz der Erde, ja sogar ihre ganze vulkanische Tätigkeit radioaktiven Vorgängen entstammen könnte; allein alle solche Vorstellungen entbehren zurzeit noch jeder sicheren Unterlage. Nur so viel scheint heute sicher, daß der Abkühlungsvorgang nicht allein unserer Erde, sondern auch der Sonne und anderer Weltkörper[1]) durch die Wärmeentwicklung der in ihnen enthaltenen radioaktiven Stoffe eine ganz erhebliche Verzögerung erfahren haben muß. Wenn daher seinerzeit W. THOMSON (Lord KELVIN)[2]) das Alter der Erde (unter Annahme einer Anfangstemperatur des Erdballes von 3900° C) auf rund 100 Millionen Jahre berechnet hat, so sind die Physiker jetzt darin einig, diese Zahl als viel zu gering zu betrachten[3]).

Geologische Zeitrechnung[4]).

Der soeben erwähnte Versuch Lord KELVINS, das Alter der Erde aus der zu ihrer Abkühlung erforderlichen Zeit zu berechnen, ist später mehrfach wiederholt worden, so von O. FISHER, G. H. DARWIN, CL. KING, G. F. BECKER u. a. Es wurde aber bereits hervorgehoben, daß schon die ungeheure durch radioaktive Vorgänge erzeugte Wärmemenge eine beträchtliche Verlangsamung des Abkühlungsvorganges zur Folge gehabt haben muß.

[1]) Daß das Radium auch im Weltall eine Rolle spielen muß, haben bedeutsame, im Jahre 1912 auf der Bonner Sternwarte gemachte Beobachtungen bewiesen. Beim Auftauchen eines neuen Sternes (der Nova Geminorum 2) wurde nämlich festgestellt, daß es sich um eine große Radiumeruption handle, bei welcher auf spektroskopischem Wege außer dessen Mutterstoff, dem Uran, auch dessen Zerfallsstoffe, Emanation und Helium nachgewiesen werden konnten (Astron. Nachr. Nr. 4582 u. 4583).

[2]) Transact. Roy. Soc. Edinburgh 1862. — Vgl. auch DERSELBE, The age of the earth as an abode fitted for life. Transact. Victoria Inst. 1897. — Vgl. auch THOMSON and TAIT, Natural Philosophy p. II, S. 468.

[3]) JOH. KÖNIGSBERGER, Berechnung des Erdalters auf physikalischer Grundlage. Geol. Rundsch. 1910, I, S. 241. — Vgl. auch FR. SUESS, Verschiedene Theorien über die Beziehungen der Radioaktivität zu geologischen Vorgängen. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1912, S. 87.

[4]) ARTH. HOLMES, The age of the earth. London u. New York 1913. — JOS. BARRELL, Rhytmes and measurements of geological time. Bull. Geol. Soc. Amer., Vol. 28, 1917.

Die Schätzung des Erdalters auf dieser Grundlage muß daher als sehr unsicher betrachtet werden.

Nicht besser steht es mit dem zuerst von J. Joly gemachten Versuch, das Alter der Erde aus der Menge des im Meere enthaltenen Kochsalzes zu ermitteln. Joly berechnete auf diesem Wege zuerst 80—90, später 100, W. J. Sollas[1]) 80—150, G. F. Becker[2]) 50—70 Millionen Jahre. Die dabei gemachte Annahme, daß der Salzgehalt der Ozeane kein ursprünglicher sei, sondern der Verwitterung der festländischen Gesteine bzw. vulkanischen Aushauchungen entstamme, erscheint indes gänzlich unerwiesen.

Auch die mannigfachen Versuche, aus geologischen Tatsachen die Dauer einzelner Zeiträume abzuleiten, haben im allgemeinen keine sehr befriedigenden Ergebnisse geliefert.

In der Mehrzahl der Fälle handelt es sich dabei um ganz junge geologische Zeitabschnitte. So hat man z. B. versucht, aus der Erhöhung des Nil- und des Mississippideltas die zu deren Bildung erforderlich gewesene Zeit zu ermitteln. So hat man weiter in Nordamerika aus der Schnelligkeit des Rückschrittes der Niagarafälle Schlüsse auf die Dauer der seit der ersten Anlage jener Fälle, d. h. seit Ende der Eiszeit verflossenen Zeit gezogen. Lyell hat sie seinerzeit auf etwa 70 000, Woodward und Gilbert aber neuerdings auf nur 7000 Jahre veranschlagt. Für das Alpengebiet hat schon vor längerer Zeit Alb. Heim aus den Schlammabsätzen unter- und oberhalb eines Moränenwalls im Vierwaldstätter See die Länge der Zeit seit der letzten Glazialzeit auf 10 000—50 000, am wahrscheinlichsten 16 000 Jahre geschätzt[3]); und in ähnlicher Weise neuerdings A. Penck[4]) aus der Mächtigkeit der Diluvialablagerungen und dem Betrage der Erosion die postglaziale Nachwürmzeit auf 20 000 Jahre, das ganze Eiszeitalter aber auf mehrere hunderttausend Jahre.

Auch in Skandinavien hat man aus der Schnelligkeit der heutigen Erhebung des Landes und der Höhenlage der diluvialen Küstenterrassen die Dauer der uns vom Eiszeitalter trennenden Zeit zu berechnen versucht. Beachtenswert ist der neueste Versuch von de Geer[5]), zu ähnlichen Berechnungen die Schichtung des spätglazialen (der *Yoldia*-Zeit angehörigen) Eismeertones Schwedens zu benutzen. Nach den schwedischen Geologen wurde dieser Ton am Rande des sich allmählich nach N zurückziehenden Landeises durch subglaziale Flüsse abgelagert; und zwar wäre nach de Geer in jedem Sommerhalbjahr eine Tonlage entstanden. Da das Eis jeden

[1]) Sollas, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1909, S. 65, p. CXII.

[2]) Becker, The age of the earth. Smithson. miscell. coll. 1910, S. 56, 6.

[3]) Heim, Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. in Zürich Bd. XXXIX, 1894.

[4]) Penck, Die Alpen im Eiszeitalter III, S. 1169, 1909.

[5]) de Geer, Geol. Förening. Förhandl. 30, S. 457, 1909 und Geol. Rundsch. III, S. 7, 1912. — Vgl. auch L. v. Post, En exakt geologisk tideräkning. Popul. naturvetensk. revy I, S. 11, 1911.

Sommer um ein weiteres Stück zurückwich, so greift eine jede Tonschicht über die sie unterlagernde nach N hinweg: die „Jahresschichten" liegen also „dachziegelartig-transgredierend" übereinander (Fig. 25) und die ältesten, zuerst entstandenen, treten nur im S von Schweden an die Oberfläche, während diese je weiter nach N, von um so jüngeren Schichten eingenommen wird. Aus der Gesamtzahl der Tonlagen (deren tiefste eine noch ganz arktische Fauna und Flora einschließen, während die jüngsten Lagen Reste eines viel wärmeren Klimas enthalten) läßt sich natürlich die Länge der Zeit feststellen, die zum Abschmelzen des Binneneises nötig war. DE GEER hat sie auf etwa 12 000 Jahre berechnet[1]).

Ein ähnlicher Versuch K. KEILHACKS[2]) betrifft ein noch jüngeres geologisches Ereignis, nämlich die altalluviale sogenannte Litorinasenkung des Ostseegebietes. Sie war es, die dem Meere den Einbruch in die heutige Odermündung ermöglichte und dort die Bedingungen für eine starke Sandablage-

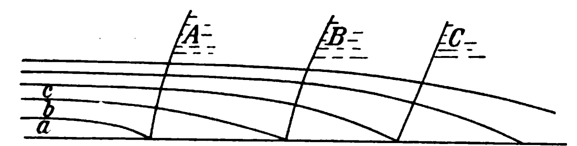


Fig. 25. Schematische Darstellung des ruckweisen jährlichen Rückzuges des letzten skandinavischen Landeises und der Bildung der tonigen „Jahresschichten" an seinem Rande. Nach DE GEER. *A*, *B*, *C* stellen drei aufeinanderfolgende Winterlagen des Eises dar, *a*, *b*, *c* drei nacheinander entstandene Jahresschichten.

rung und eine ausgedehnte Dünenbildung schuf. Seit jener Zeit sind am Misdroyer und Swinemünder Haken nicht weniger als 236 Dünen entstanden. Da nun zur Bildung der 6 jüngsten erwiesenermaßen 200 Jahre erforderlich gewesen sind, also durchschnittlich für jede Düne 35 Jahre, so schließt KEILHACK daraus, daß für die Entstehung der 230 älteren Dünen ein Zeitraum von etwa 8000 Jahren erforderlich gewesen ist. Dies würde also auch die Länge der seit der Litorinasenkung verflossenen Zeit sein.

Mögen diese neuesten Versuche, das Alter geologischer Ereignisse nach Jahren zu bestimmen, mit manchen Fehlerquellen behaftet sein — so der DE GEERsche mit der Ungewißheit, ob nicht Schwankungen und Stillstände in der Eisbewegung eingetreten sind, die Meeresströmungen eine Änderung erlitten haben usw., der KEILHACKsche mit der Unsicherheit, ob die Dünenbildung die ganzen 8000 Jahre über gleich schnell vor sich gegangen ist —, so scheinen sie immerhin auf besserer Grundlage zu ruhen als ähnliche frühere Versuche.

Auch für ältere Abschnitte der Erdgeschichte hat man ähnliche Be-

[1]) In einer neuesten Arbeit von SANDEGREN (Geol. Förening. Förhandl, 36, S. 389, 1914), die sich auf die Ablagerungen des 1796 abgezapften Ragundasees in Jämtland stützt, wird die Länge der Postglazialzeit für jene Gegend zu 7600 Jahren berechnet.

[2]) KEILHACK, Erläuterungen zum Blatte Misdroy der geologischen Spezialkarte von Preußen usw. 1914.

rechnungen ausgeführt. So hat CH. WALCOTT nach der Mächtigkeit der in Frage kommenden Sedimente die Länge der nachalgonkischen Zeit auf 27, die des Algonkiums auf 17½ Millionen Jahre veranschlagt und ARCH. GEIKIE die zur Bildung der gesamten Sedimentformationen erforderliche Zeit auf 100 Millionen Jahre geschätzt. SOLLAS hat für denselben Zeitraum 1900 nur 26½, 1909 aber 34—80 Millionen Jahre angenommen. Daß alle diese Schätzungen höchst unsicher sind, daß die ihnen zugrunde liegende Annahme, die in Betracht kommenden geologischen Vorgänge (Sedimentbildung, Denudation, säkulare Bodenbewegungen usw.) seien in ihrem Betrage ganze geologische Perioden hindurch unverändert geblieben, nicht nur unbewiesen, sondern auch ganz unwahrscheinlich ist, braucht kaum hervorgehoben zu werden.

Einen ganz neuen, eigenartigen Weg zur Altersbestimmung der Gesteine hat unlängst der berühmte englische Physiker STRUTT (Lord RAYLEIGH) eingeschlagen[1]). Ausgehend von dem wichtigen, RUTHERFORD, RAMSAY und SODDY zu verdankenden Nachweis, daß das in fast allen Gesteinen, allerdings nur in äußerst geringen Mengen verbreitete Helium zur Bildung aus seinen Mutterelementen Uran und Thorium ganz bestimmte, von allen äußeren physikalischen und chemischen Bedingungen unabhängige Zeiträume erfordert, hat STRUTT den Heliumgehalt einer ganzen Reihe von Mineralmassen festgestellt und daraus ihr Alter zu bestimmen versucht. Bei den Sedimentgesteinen untersuchte er zu diesem Behufe namentlich die darin eingeschlossenen Phosphoritknollen und Eisenerze, bei den Eruptivgesteinen deren Zirkone und Titanite, die beide zu den am stärksten radioaktiven unter den häufigeren gesteinsbildenden Mineralien gehören[2]). STRUTT kam dabei zu folgenden Ergebnissen:

Gestein	Heliumbetrag[3])	Alter in Jahrmillionen
Rezenter Sanidinit der Somma, Vesuv	<0,01	0,1
Nachtertiäre Lava von Mayen, Laacherseegebiet	0,09	1,0
Pliozänes Eruptivgestein, Neuseeland (Zirkon)	0,223	2,5
Miozänes Eruptivgestein, Auvergne (Zirkon)	0,57	6,3
Oligozäner Sphärosiderit, Rheinprovinz	0,76	8,4
Eozäner Roteisenstein, Antrim, Irland	2,8	30,8
Permisches (?) zirkonführendes Gestein, Tasmanien	3,88	42,7
Karbonischer Brauneisenstein, Forest Dean, England	13,3	146
Devonischer Roteisenstein, Caen, Nordfrankreich	13,4	147
Verschiedene vorkambrische Eruptivgesteine	13—65	200—715

[1]) Siehe KÖNIGSBERGER, Geol. Rundsch. I, S. 245, 1910.

[2]) STRUTT, Proc. Roy. Soc. 84, S. 379, 1910.

[3]) In Kubikzentimetern im Verhältnis zu der zu seiner Bildung erforderlichen Menge von Uran und Thorium.

Man ersieht aus dieser Tabelle deutlich, wie mit dem geologischen Alter der Gesteine die Menge des Heliums beständig zunimmt.

Es muß indessen nachdrücklich betont werden, daß die obigen Zahlen nur als Mindestzahlen angesehen werden können. Denn von der ungeheuren Menge Helium, die aus dem Zerfall seiner Mutterelemente hervorgeht, verbleibt nur ein kleiner Teil — BARRELL schätzt ihn auf die Hälfte — im Gestein, während der größere Teil allmählich infolge mechanischer und chemischer Vorgänge (Zertrümmerung und Verwitterung des Gesteins) sowie tektonischer und metamorphischer Umbildung verloren geht.

Neben dem Helium bildet sich beim Zerfall des Urans und Thors auch eine bestimmte Abänderung von Blei[1]). Auch sein Gehalt steigt ständig mit dem Alter der Gesteine, welches man daraus wie folgt geschätzt hat[2]):

Gestein	Bleigehalt	Alter in Jahrmillionen
Verschiedene karbonische Eruptivgesteine	0,04	300
„ devonische Eruptivgesteine	0,04—0,06	350
„ mittel- bis vorkambrische Eruptivgesteine	0,13—0,15	940—1120
„ älteste Granitgneise Kanadas u. Finnlands	0,21	1400

Auf Grund dieser Ergebnisse hat BARRELL[3]) neuerdings die Länge der geologischen Formationen aufs neue zu schätzen versucht, wobei er zu wesentlich höheren als den bisher angenommenen Zahlen gelangt ist. Im Durchschnitt würde nach BARRELL die Länge einer geologischen Periode 35—45 Jahrmillionen betragen. Doch sollen einzelne Formationen erheblich länger sein. So besonders die karbonische 85—90, die untersilurische 90—130, die kambrische 70—110 Jahrmillionen.

Auch die Länge der großen Erdzeitalter hat BARRELL zu berechnen versucht. Er nimmt an für

das Caenozoikum	55—65	Jahrmillionen
„ Mesozoikum	135—180	„
„ Palaezoikum	360—540	„
„ Algonkium und Archaikum .	1200—1400	„

Danach würde das Gesamtalter der Erde auf 1700 bis 2200 Jahrmillionen veranschlagt werden können — ein erheblich längerer Zeitraum, als man bis jetzt anzunehmen pflegte.

[1]) Abweichend von der des gewöhnlichen Bleis mit einem Atomgewicht von 207,1 bis 207,2 beträgt dasjenige des inaktiven oder Uranbleis nur 206.

[2]) JOS. BARRELL, Measurements of geol. time, a. a. O. S. 852 ff. — Die Schätzungen aus dem Bleigehalt ergeben durchweg höhere Zahlen als die aus dem Helium. Sie gelten für zuverlässiger als die aus dem Heliumgehalt.

[3]) BARRELL, a. a. O. S. 871.

Zustand des Erdinnern[1]).

Wir sind im Abschnitte über die Wärme der Erde zu dem Ergebnis gelangt, daß in einer bestimmten, nicht sehr großen Tiefe unter der oberflächlichen Erdrinde oder der Lithosphäre eine andere Region, die sogenannte „Pyrosphäre" vorhanden sein muß, deren Temperatur nach der Meinung vieler Geologen so hoch wäre, daß sich dort alle Gesteine im Schmelzfluß befinden. Daß dieser alte Lehrsatz „vom heißflüssigen Erdinnern" nicht nur mit der Kant-Laplaceschen Theorie, sondern auch mit den Ergebnissen der heutigen spektralanalytischen Forschungen im vollsten Einklang steht, ist oben eingehend erörtert worden.

Unter diesen Umständen haben die Bedenken und Einwürfe, die früher wiederholt gegen die Lehre vom glutflüssigen Erdinnern erhoben worden sind, heute eigentlich nur noch wenig Interesse.

Die Erklärungen, die die Gegner eines heißflüssigen Erdinnern für dessen Wärme geben, ziehen teils chemische, teils mechanische Vorgänge heran.

An eine Erzeugung der inneren Erdwärme durch chemische Prozesse hat wohl zuerst Davy gedacht; später sind ähnliche Ansichten von de la Rive, Lyell, Mallet[2]) u. a. ausgesprochen worden. Von derartigen Vorgängen kämen für die Erwärmung der oberen Bodenschichten besonders zwei in Betracht, nämlich Oxydation und Karbonatbildung. Es leuchtet indes ein, daß, wenn die Wärme der Erde wirklich dadurch erzeugt würde, sie nach der Tiefe zu allmählich abnehmen müßte, da ja Sauerstoff und Kohlensäure der in den Boden eindringenden Sickerwässer sich allmählich erschöpfen müßten. Statt dessen finden wir aber gerade das Umgekehrte, nämlich eine Abnahme der inneren Erdwärme nach oben zu.

Auf mechanische Vorgänge, wie den von den äußeren Schichten der Kruste auf das Innere ausgeübten Druck, wie die durch Dislokationen innerhalb der Rinde verursachte Reibung u. a. m., haben besonders Mohr und Volger zurückgegriffen. Mohr[3]) erklärte die innere

---

[1]) S. Günther, Jahresber. d. Geogr. Ges. München 1892, H. 14, S. 19. — Derselbe, Handb. d. Geophysik I, Kap. 2, 1897. — Fr. Toula, Verschiedene Ansichten über das Innere der Erde. Wien 1899. — Arrhenius, Kosm. Physik I, 1903. — H. Thiene, Über Temperatur und Zustand des Erdinnern. Diss. Jena 1907. — Lenck, Über die Natur des Erdinnern. (Prorektoratsrede.) Erlangen 1909. — W. Trabert, Lehrb. d. kosm. Physik 1911, S. 552 ff. — K. Andrée, Über die Bedingungen der Gebirgsbildung, S. 28. Berlin 1914. — Jos. Barrell, The strength of the earth. Journ. of Geol., Vol. 22 u. 23. Chicago 1914 u. 1915.

[2]) Rob. Mallet, Volcanic energy 1873. Deutsche Übersetzung durch A. v. Lasaulx in Verh. d. Naturhist. Ver. in Rheinl.-Westf. XXXII. — Vgl. auch die Kritik der Malletschen Anschauung durch J. Roth, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1875, S. 550.

[3]) Mohr, Geschichte der Erde 1866, S. 203.

Wärme der Erde für in Wärme umgesetzte Sonnenarbeit. Durch sie würden fortwährend Wasserdämpfe geliefert, die in der Atmosphäre kondensiert, als Regen niederfielen, in den Boden eindrängen und beladen mit löslichen Mineralstoffen, als Quellen wieder zutage träten. Die durch diesen Vorgang den Gesteinen entzogene Masse fester Substanz sei ganz ungeheuer; es müßten deshalb große innere Hohlräume und durch deren Einsturz oberflächliche Senkungen entstehen. Nun könne aber keine Bewegung anders als durch Wärmebildung verschwinden, und die Summierung der so entstandenen Wärme sei es, welche die innere Erdwärme erzeuge.

Darauf ist indes mit PFAFF zu erwidern, daß, falls die Wärme der Erde wirklich auf diese Weise entstände, ihr Maß überall von der Menge der meteorologischen Niederschläge abhängig sein müßte. Dem ist aber nicht so; die Wärmezunahme bleibt sich vielmehr im wesentlichen auf der ganzen Erde gleich.

Was aber die Behauptung betrifft, daß die Erdwärme durch den Druck der oberen auf die tieferen Bodenschichten entstehe, so haben Berechnungen von PFAFF[1]) gezeigt, daß die Mitteltemperatur des Gesteins in der Tiefe von 780 m dadurch höchstens um $^1/_{113}{}^0$ C steigen könnte, während die durch herabsinkende Regenwässer erzeugte Reibung selbst unter den günstigsten Voraussetzungen die Temperatur einer Gesteinssäule nur um $^1/_{7000}{}^0$ erhöhen würde.

Diese Erörterungen zeigen zur Genüge, wie wenig glücklich die Versuche sind, den Wärmeschatz des Erdinnern aus der Annahme chemischer und mechanischer Vorgänge zu erklären. Um so mehr Grund haben wir, uns voll auf den Boden der KANT-LAPLACEschen Theorie zu stellen. Wir nehmen dementsprechend an, daß unsere Erde ursprünglich ein glühender Gasball gewesen ist, dessen Kern mit der Zeit in flüssigen Zustand überging und sich später mit einer Erstarrungskruste umkleidete. Infolge fortgesetzter Wärmeabgabe an den kalten Weltenraum ist die Dicke der Erstarrungskruste allmählich immer gewachsen und nimmt noch heute zu.

So wohlbegründet indes diese Annahme auch erscheint, so schwierig ist es, sich ein genaueres Bild von der Beschaffenheit des Erdinnern zu machen; und so gehen denn auch die Vorstellungen über diesen Punkt noch weit auseinander.

Diese Ungewißheit betrifft einmal schon die Dicke der Rinde. HUMBOLDT und E. DE BEAUMONT haben sie auf 40—50 km geschätzt, PFAFF auf 80—90, PILAR[2]) auf mindestens 120, DÖLTER[3]) auf „wenige hundert“

[1]) PFAFF, Allgemeine Geologie 1873, S. 10 ff.

[2]) PILAR, Grundzüge der Abyssodynamik, 1881.

[3]) DÖLTER, Zur Physik des Vulkanismus. Sitzungsber. d. Wien. Akad. Bd. 112, I, 1903.

Kilometer; dagegen veranschlagt O. FISHER[1]) sie auf nur 40 km, ARRHENIUS[2]) auf 40—60, E. WIECHERT[3]) und J. MILNE[4]) endlich auf Grund ihrer Erdbebenbeobachtungen ziemlich übereinstimmend auf 30—40 km.

Die Rinde braucht übrigens keineswegs überall gleich dick zu sein; es ist vielmehr wahrscheinlich, daß die schmelzflüssigen Massen in sehr wechselnder Tiefe auftreten, ja vielleicht örtlich schon in geringer Tiefe geschlossene Magmaherde bilden, wie dies die später zu besprechende Hypothese STÜBELS annimmt. Auch wird sich der Übergang aus dem festen in den flüssigen Zustand gewiß nicht plötzlich, sondern sehr allmählich vollziehen, so daß eigentlich von einer scharfen Trennung von Rinde und Kern gar nicht die Rede sein kann.

Ebenso unsicher ist aber, wie man sich den Zustand des Erdkernes vorzustellen hat. Früher nahm man ziemlich allgemein an, daß der ganze Erdkern flüssig sei. Von dieser Vorstellung ist man indes jetzt zurückgekommen. Wir wissen, daß unter hohem Druck alle Gase und Dämpfe flüssig werden, daß ferner mit wachsendem Druck der Schmelzpunkt der Körper steigt; es fragt sich daher, ob bei dem ungeheuren Druck, der in großen Tiefen des Erdinnern herrschen muß[5]), die dort bestehende Temperatur hoch genug ist, um die Gesteine flüssig zu erhalten. Manche Forscher verneinen diese Frage und sind geneigt, auf Grund der bekannten Versuche von TAMMANN[6]), die gezeigt haben, daß bei genügendem Druck auch jenseits der kritischen Temperatur der feste Aggregatzustand bestehen kann, anzunehmen, daß der Erdkern starr und nur eine mittlere, zwischen ihm und der festen Kruste liegende Zone flüssig sei.

Dies ist die von ST. HUNT, P. SCROPE, HOPKINS, J. DANA, FAYE, O. FISHER u. a. vertretene Ansicht. HOPKINS hat zu ihren Gunsten auch astronomische Tatsachen geltend gemacht, indem er nachwies, daß die Größe der Präzession und der Nutation der Erdachse sich ganz verschieden gestalten müßten, je nachdem die Erde ganz fest oder ganz flüssig oder aus fester Schale und flüssigem Kern zusammengesetzt sei, und im letzten Falle wiederum verschieden je nach der Dicke der Rinde. Er kam dabei zum Ergebnisse, daß eine Rindendicke von $^1/_5$—$^1/_4$ Erdradius, d. h. 1300—1600 km, den tatsächlichen Erscheinungen am besten entspreche. Seine Voraussetzungen sind indes, wie ZÖLLNER gezeigt hat, keineswegs einwandfrei,

---

[1]) FISHER, Physics of the earth's crust. 2. Aufl., 1889.

[2]) ARRHENIUS, Geologiska Förening. 1900, S. 395, und Kosm. Physik S. 282 ff.

[3]) WIECHERT u. ZÖPPRITZ, Über Erdbebenwellen. Göttinger Nachr. 1907, H. 4, S. 469.

[4]) MILNE, Recent advances in seismology. Proc. Roy. Soc. London 1906, S. 367.

[5]) Bei einem spez. Gewicht von 2,6 muß im Erdinnern der Druck um 250 Atm. auf den Kilometer zunehmen, mithin in der Tiefe von 60 km bereits 15 000 Atm. betragen.

[6]) TAMMANN, Kristallisieren und Schmelzen. Leipzig 1903.

und so kommt seinen Schlüssen nicht die Geltung zu, die man ihnen früher beimaß.

Noch weiter als die genannten Forscher gehen viele Astronomen und Geophysiker, wie namentlich W. THOMSON (Lord KELVIN) und G. DARWIN, die sich vorstellen, daß infolge des gewaltigen Drucks, den die Kruste auf das Innere ausübt, dieses völlig starr sei. Besonders der erstgenannte Forscher hat geltend gemacht, daß die Anziehung, welche Sonne und Mond auf die Erde ausüben und durch die im Erdkörper ebbe- und flutähnliche Erscheinungen entstehen, so gewaltig sein müsse, daß eine dünne Rinde ihnen unmöglich widerstehen könne. „Selbst wenn die Rinde aus einer 500 km dicken Stahlschale bestände, so würde sie der Einwirkung dieser inneren Gezeiten und der Zentrifugalkraft nachgeben müssen wie Gummi elasticum“[1]). Man müsse daher entweder annehmen, daß die Rinde mindestens 2000—2800 (engl.) Meilen dick, oder daß der Erdkörper vollständig starr sei.

Nach den beiden genannten englischen Gelehrten soll auch die Größe der ozeanischen Gezeiten die Annahme dieser „Rigiditätstheorie“ notwendig machen. Wäre nämlich der Erdkörper nachgiebig, so würden die Ebbe- und Flutbewegungen des Meeres nicht bloß eine Wirkung der Anziehung der Gestirne, sondern zugleich durch die Deformation des Erdsphäroids selbst bedingt sein: es würden sogenannte Differentialgezeiten entstehen. Trotz der großen Menge von Flutbeobachtungen aber, die von den verschiedensten Punkten der Erde vorliegen, soll nach Lord KELVIN und DARWIN nichts auf solche hinweisen, und darin liegt für sie ein Beweis für die völlige Starrheit des Erdkörpers.

Es scheint indes, als ob die Geophysiker in der Deutung der in Frage kommenden Erscheinungen noch keineswegs einig sind. So hat ZÖPPRITZ hervorgehoben, daß sich bei völliger Starrheit des Erdkörpers eine 14tägige Mondperiode und eine halbjährige Sonnenperiode der Gezeiten bemerklich machen müßten. Da aber nichts derart zu beobachten sei, so dürfe man darin geradezu einen Erfahrungsbeweis gegen die völlige Starrheit und für das Vorhandensein von Gezeiten des Erdganzen sehen[2]). Auch W. SIEMENS[3]), OSM. FISHER[4]) u. a. sind auf Grund physikalisch-mechanischer Betrachtungen der Ansicht, daß das Erdinnere völlig starr sei, entgegengetreten.

In neuerer Zeit scheint sich sowohl bei den Geologen wie bei den Geophysikern immer mehr die Anschauung zu befestigen, daß das Innere der Erde infolge des hohen in der Tiefe herrschenden Drucks sich zwar in sehr dichtem Zustande befindet, daß es aber dennoch eine plastische,

[1]) Brit. Assoc. Rep. 1876, Sect. p. 7.

[2]) ZÖPPRITZ, Verh. d. I. Deutsch. Geographentages 1881. Berlin 1882.

[3]) SIEMENS, Monatsber. d. Berl. Akad. 1878.

[4]) FISHER, Physics of the earth's crust. 2. Aufl., 1889.

zähflüssigen Stoffen vergleichbare Beschaffenheit besitzt.

So nahm schon der Wiener Geologe E. REYER an, daß das Erdinnere durch Druck verfestigt sei, daß aber, wenn infolge tief hinabreichender Spaltenbildung örtlich eine Druckentlastung eintrete, das Gesteinsmagma sich augenblicklich verflüssige und als Lava an die Oberfläche steige[1]). Auch ARRHENIUS spricht sich in seinem „Lehrbuch der kosmischen Physik" dahin aus, daß die Starrheit der Erde zwar „eher größer als geringer wie die von Stahl sei, daß aber ihr Inneres eine äußerst zähflüssige Masse bilde, die etwa die Eigenschaften von Asphalt bei niederer Temperatur, von Pech, Siegellack oder Glas besitze". Auch diese Körper verhalten sich plötzlich wirkenden umformenden Kräften gegenüber sehr hart und spröde, während sie sehr langsam, aber anhaltend wirkenden Kräften nachgeben und sich wie wahre Flüssigkeiten verhalten[2]).

Auch der Berliner Geodät SCHWEYDAR hat in verschiedenen neueren Veröffentlichungen ganz ähnliche Anschauungen geäußert. Auch nach ihm wäre die Starrheit der Erde als Ganzes 2—3mal so groß wie die des Stahls; aber auch er meint, daß den tatsächlichen Beobachtungen am besten entspreche die Annahme, daß unter einer etwa 120 km dicken Erdrinde eine etwa 600 km dicke, äußerst zähflüssige Zone vorhanden sei[3]). Ebenso spricht er aus, daß die Erde sich bei raschen Deformationen (Erdbeben) elastisch fest zeige, unter dem Einfluß lang periodischer oder konstanter Kräfte dagegen wie eine visköse oder eine mehr oder weniger vollkommene Flüssigkeit[4]).

Diesen Ansichten kommen endlich auch sehr nahe die des amerikanischen Geologen Jos. BARRELL, der unter der Lithosphäre eine 500—600 km starke Asthenosphäre (d. h. Zone der „Schwäche") annimmt, die bei ansehnlicher Festigkeit doch eine erhebliche Formbarkeit besitze, die sie instand setze, langsamen, stetig wirkenden Druckänderungen leicht nachzugeben[5]). Nach der Tiefe zu soll die Asthenosphäre ganz allmählich in die Zentrosphäre, den Erdkern, übergehen.

Eine etwas abweichende Anschauung über die Beschaffenheit des Erdinnern hat der frühere Königsberger Geograph ZÖPPRITZ ausgesprochen[6])

[1]) REYER, Beitrag zur Physik der Eruptionen. Wien 1877.

[2]) ARRHENIUS a. a. O. Bd. I, S. 267.

[3]) SCHWEYDAR, Untersuchungen über die Gezeiten der festen Erde und die hypothetische Magmaschicht. Veröff. preuß. geod. Inst. N. F. Nr. 54, 1912.

[4]) DERSELBE, Die Polbewegungen in Beziehung zur Zähigkeit und zu einer hypothetischen Magmaschicht der Erde. Ebenda Nr. 79, 1919.

[5]) BARRELL, Journ. of Geol. Bd. 22, S. 655 ff., 1914; ebenda Bd. 23, S. 425 ff. u. 499 ff., 1915.

[6]) ZÖPPRITZ, Verh. d. Deutsch. Geographentages 1881.

und A. RITTER[1]) an der Hand der mechanischen Wärmetheorie zu begründen versucht. Danach soll, übereinstimmend mit den bisherigen Vorstellungen der Geologen, unter der äußeren festen Kruste zunächst eine tropfbar flüssige Zone, und zwar zuerst von zähflüssiger, dann von dünnflüssiger Beschaffenheit folgen. Unter dieser aber soll infolge der nach innen zu stetig wachsenden Temperaturen ein gasförmiger Kern von vielleicht nicht unbeträchtlichem Radius liegen, ein Kern, der in seinen äußeren Teilen aus Gasen in normalem Zustand, in den inneren aber aus solchen in überkritischem Zustand bestände. Man versteht darunter den Zustand, in welchem die Gase wegen ihrer hohen Temperatur sich durch keinen noch so hohen Druck mehr verflüssigen lassen[2]). Da aber ihre Dichte auch in diesem Zustand vom Druck abhängt, so wäre es wohl möglich, daß die Gase im Erdkern die Dichte flüssiger oder fester Körper hätten. Die ZÖPPRITZ-RITTERsche Anschauung unterscheidet sich daher nur mehr theoretisch von der Ansicht derjenigen Forscher, die einen starren Erdkern annehmen.

ZÖPPRITZ betont, daß erst die Vorstellung von einem gasähnlichen Erdinnern der Annahme der Krustenschrumpfung, wie sie in den heutigen Theorien über Gebirgsbildung eine solche Rolle spielt, eine wahrscheinlichere Begründung gebe. Es läßt sich nämlich unschwer berechnen, wie groß der Betrag der Volumverminderung infolge säkularer Abkühlung für die einzelnen aufeinanderfolgenden Kugelschalen des Erdkörpers gewesen sein muß. Die Beträge, die sich hierbei für die Differenz der Kontraktion der äußeren und inneren Schalen ergeben, erscheinen aber zur Erklärung der Gebirgsfaltung unzureichend, falls der Ausdehnungskoeffizient der Erdmasse nach innen zu nicht erheblich zunimmt. Zu einer derartigen Annahme ist man aber nicht berechtigt, wenn man einen flüssigen oder festen Zustand des Erdinnern voraussetzt (weil die Ausdehnungskoeffizienten fester und flüssiger Körper überhaupt nur sehr klein sind), während sich bei Annahme eines gasigen Innern ein sehr viel größerer, für die tatsächlich beobachteten Schichtenfaltungen völlig ausreichender Ausdehnungskoeffizient von selbst ergibt.

ARRHENIUS und S. GÜNTHER haben sich in neuerer Zeit zu verschiedenen Malen zu diesen Anschauungen bekannt.

Der erstgenannte Forscher stellt sich vor, daß sich die Silikate in etwa

---

[1]) RITTER, Wiedemanns Annalen 1878, S. 422.

[2]) Die schon oben erwähnten Versuche TAMMANNS weisen aber darauf hin, daß man die Bedeutung der kritischen Temperatur überschätzt hat. So liegt z. B. für flüssiges Phosphoniumchlorid die kritische Temperatur bei einem Drucke von 75 Atm. bei 50° C. Als nun aber TAMMANN bei gleichbleibender Temperatur den Druck allmählich auf 750 Atm. steigerte, trat Verfestigung (Kristallisation) ein. Die Temperatur konnte alsdann weit über die kritische hinaus erhöht werden, ohne daß Schmelzung eintrat, falls nur gleichzeitig auch der Druck (und zwar bei 100° C bis auf 3000 Atm.) gesteigert wurde. Ob freilich alle Stoffe, insbesondere auch die Silikate sich ebenso verhalten, ist noch zweifelhaft.

60 km Tiefe im Schmelzfluß befänden, während in etwa 300 km Tiefe die Zone der Gase erreicht sein würde, die sich wegen des ungeheuren auf ihnen lastenden Drucks in größerer Tiefe zähflüssig und unzusammendrückbar wie feste Körper verhalten müßten. So würden die Ergebnisse von HOPKINS, DARWIN und LORD KELVIN — die Anschauungen von einem starren Erdinnern — verständlich[1]).

Die Temperatur im Mittelpunkt der Erde schätzt ARRHENIUS auf etwa 100000°, den Druck auf 3 Millionen Atmosphären. Den inneren Kern denkt er sich als aus gasförmigem Eisen bestehend.

GÜNTHER stellt in seinem Lehrbuche[2]) folgende hypothetische Aufeinanderfolge der Aggregatzustände im Innern der Erde auf: 1. eine mäßig dicke feste Kruste, deren Starrheit nach der Tiefe zu einer gewissen Beweglichkeit der Teilchen Platz mache; 2. eine Zone latenter Plastizität, die nach innen bis zur Flüssigkeit zunehme; 3. eine dick-schmelzflüssige (magmatische) Zone, die nach unten 4. in eine Zone von gewöhnlicher Flüssigkeit übergehe. Weiter folgt 5. eine Zone von gewöhnlichen und 6. eine solche von überkritischen Gasen, während endlich der Erdkern aus „einem einatomigen, im strengsten Sinne des Wortes homogenen Gase" bestehen soll.

Besonders beachtenswert sind die Vorstellungen über die Beschaffenheit des Erdinnern, zu denen E. WIECHERT, OLDHAM u. a.[3]) auf Grund von Beobachtungen über die Fortpflanzungsart der Erdbebenwellen gelangt sind.

Wie bei Besprechung der Erdbebenerscheinungen näher auszuführen sein wird, pflanzen sich die durch Erdbeben erzeugten Erschütterungen sowohl an der Erdoberfläche als auch durch das Innere des Erdkörpers fort. Die Geschwindigkeit der oberflächlichen Wellen bleibt sich überall gleich, die der inneren Wellen dagegen nimmt im allgemeinen mit der Tiefe zu, indes nicht gleichmäßig, sondern so, daß nach den ersten Untersuchungen von WIECHERT in einer Tiefe von 1400—1500 km die Zunahme aufhört und die Geschwindigkeit zunächst unverändert bleibt. Da nun die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen von der Dichte und der mit dieser wachsenden Elastizität der Gesteine abhängt, so deutete WIECHERT diese Tatsachen in Anlehnung an alte geologische Vorstellungen dahin, daß

[1]) ARRHENIUS a. a. O. I, S. 282.

[2]) GÜNTHER, Geophysik I, S. 357.

[3]) WIECHERT, Über die Massenverteilung im Innern der Erde. Nachr. d. Göttinger Ges. d. Wiss. 1897, S. 221. — DERSELBE, Die Erdbebenforschung, ihre Hilfsmittel und ihre Resultate für die Geophysik. Physik. Zeitschr. 1908. — OLDHAM, Constitution of the interior of the earth, as revealed by earthquakes. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1906, S. 456. — LASKA, Verwendung der Erdbebenbeobachtungen zur Erforschung des Erdinnern. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1904, S. 113, II a. — BENNDORF, Über die physikalische Beschaffenheit des Erdinnern. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien I, S. 323, 1908.

das Erdinnere keine gleichmäßige Beschaffenheit habe, sondern aus konzentrischen Kugelschalen von verschiedener Dichte bestehe, wobei in der Tiefe von 1400—1500 km eine besonders merkwürdige Grenzfläche zwischen einer oberen weniger dichten Schale und einer tieferen dichteren vorhanden sei.

Die äußere Schale, der 1400—1500 km dicke Mantel der Erde, ist nach WIECHERT verhältnismäßig nachgiebig und besteht zu oberst aus Gesteinen von nur 2,7 mittlerer Dichte, in größerer Tiefe dagegen aus solchen von 3,4 mittlerer Dichte. Die Kruste dieses Mantels würde dem entsprechen, was man als Lithosphäre zu bezeichnen pflegt. An ihrer unteren Grenze soll infolge geeigneten Zusammenwirkens von Druck- und Temperaturzunahme eine „plastische Schicht", nach BENNDORF wohl richtiger eine weniger starre Kugelschale, vorhanden sein.

Der Erdkern hätte nach WIECHERT eine nach dem Mittelpunkt noch etwas zunehmende mittlere Dichte von etwa 8,5 und wäre von außerordentlicher Starrheit („Riegheit"). Seine Dicke würde $^3/_4$—$^4/_5$ des Erdradius, also etwa 5000 km, seine Temperatur nicht über 3000° C, der Druck im Mittelpunkte einige Millionen Atmosphären betragen. Er besteht wahrscheinlich aus Nickeleisen.

Es würden somit $^8/_{11}$ der ganzen Erdmasse aus gediegenem Eisen bestehen und nur $^3/_{11}$ auf den Steinmantel entfallen, und es würde sich so für unseren Erdkörper eine Zusammensetzung ergeben, die der von DAUBRÉE für die meteoritischen Weltkörper angenommenen entspräche.

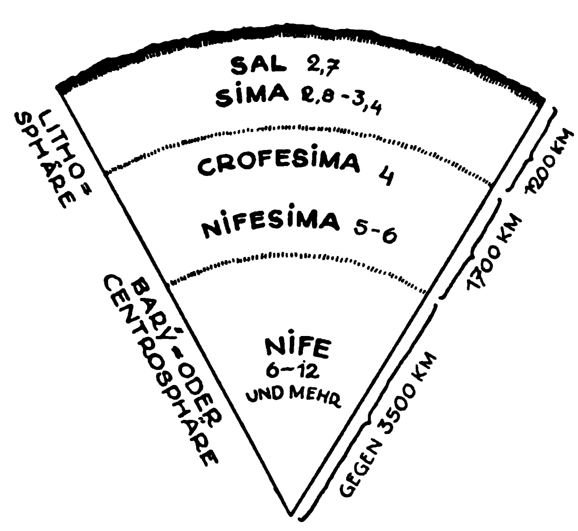


Fig. 26. Bau des Erdkörpers nach SUESS und WIECHERT.

Eine große Menge feinster Beobachtungen, die in den letzten Jahren von Schülern WIECHERTS[1]) ausgeführt worden sind und zum großen Teil Erdbebenwellen betreffen, die durch große Erdtiefen hindurchgegangen waren,

[1]) WIECHERT u. K. ZÖPPRITZ, Über Erdbebenwellen, I u. II. Nachr. d. Göttinger Ges. d. Wiss. 1907, S. 415. — ZÖPPRITZ u. GEIGER, Über Erdbebenwellen, III. Ebenda 1909, S. 400. — ZÖPPRITZ, GEIGER u. GUTENBERG, Über Erdbebenwellen, V. Ebenda 1912, S. 121. — GEIGER u. GUTENBERG, Über Erdbebenwellen, VI. Ebenda 1912, S. 623. — GUTENBERG, Über Erdbebenwellen, VII a. Ebenda 1914, S. 125. — ZÖPPRITZ, Erdbebenwellen, VII. Ebenda 1919, S. 57.

haben noch eine weitere, schärfere Ausgestaltung der WIECHERTschen Annahmen ermöglicht.

Sie haben dargetan, daß die von WIECHERT in 1400—1500 km Tiefe angenommene „Unstetigkeitsfläche“, an der eine Änderung in der Geschwindigkeitszunahme der seismischen Wellen erfolgt, schon in 1200 km Tiefe liegt. Eine andere, besonders stark ausgeprägte Unstetigkeitsfläche tritt in 2900 km Tiefe auf, zwei weitere, weniger ausgesprochene Flächen derselben Art in etwa 1700 und 2450 km Tiefe.

Bilden diese Feststellungen einerseits einen weiteren Beweis für die Zusammensetzung der Erde aus Kugelschalen von sehr verschiedener Dichte, so machen sie anderseits eine kleine Abänderung der früheren Annahmen WIECHERTS erforderlich. Es wird nämlich jetzt nötig:

1. die Dicke des Außenmantels der Erde auf etwa 1200 km zu beschränken;

2. unter ihm eine aus dichteren Gesteinen bestehende mittlere Zone anzunehmen, die von 1200 bis ungefähr 2900 km hinabreicht und damit 1700 km Dicke haben würde.

3. Erst unter ihr würde der aus den schwersten Stoffen zusammengesetzte Kern der Erde von rund 3500 km Radius liegen.

Auf die Erdschale würden unter diesen Annahmen etwa 45 v. H. des Erdinhaltes entfallen, auf die Mittelzone 39, auf den Erdkern 16 v. H., und man könnte sich die Zusammensetzung des Erdkörpers vielleicht so vorstellen, wie es in Fig. 26 zum Ausdruck kommt. Näheres über die Geschwindigkeitsverteilung der Erdbebenwellen im Erdkörper siehe im Abschnitte „Erdbeben oder seismische Erscheinungen“.

Auf die wichtigen besprochenen Ergebnisse seismischer Forschung gestützt, hat E. SUESS[1]) die äußerste, leichte Rindenschale, die außer Wasser und Sedimenten hauptsächlich aus kristallinen Schiefern, insbesondere aus Gneisen, daneben aus Graniten, Porphyren und anderen Eruptiven besteht, nach ihrer vorwaltenden Zusammensetzung aus Silizium (Si) und Aluminium (Al) als „Sal“ bezeichnet. Das spezifische Gewicht der es zusammensetzenden Massen schwankt zwischen 1 (Wasser) und 3 und mag im Mittel 2,7 betragen.

Die unter dem Sal liegende Zone ist hauptsächlich aus kieselsäureärmeren magnesiumreichen Gesteinen, wie Gabbros, Diorite, Diabase usw., zusammengesetzt und ist daher als „Sima“ bezeichnet worden. Das spezifische Gewicht ihrer Gesteine mag 2,8 bis gegen 4 betragen.

Unter dem Sima folgen als Übergang zum Erdkern, zu SUESS' „Nife“, zwei Schalen, die der Wiener Forscher „Crofesima“ und „Nifesima“ genannt hat und deren spezifisches Gewicht 4—6 betragen mag.

[1]) SUESS, Antlitz der Erde III, 2, S. 626, 1909.

Unter ihnen erst liegt, allmählich aus dem Nifesima hervorgehend, der mächtige Erdkern, die Bary- oder Zentrosphäre, SUESS' „Nife“, die nach gewöhnlicher Annahme aus gediegenen Metallen, namentlich aus Nickel und Eisen (Ni, Fe) besteht. Aber auch andere Schwermetalle, wie Platin, Iridium, Gold, Tellur usw., mögen hier ihre eigentliche Heimat haben. Wie schon früher hervorgehoben, darf man in den eisenreichen und den ganz aus Eisen bestehenden Meteoriten, die ja ebenfalls die genannten Schwermetalle enthalten, ein Abbild für die Zusammensetzung der Massen im Nifesima und Nife sehen.

Wir haben oben gesehen, daß nach dem Ergebnis der Schweremessungen die Kontinente aus leichterem, die Böden des Weltmeers dagegen aus schwererem Stoffe bestehen. Es liegt nun nahe, in dem leichteren Stoff kieselsäurereiches Sal, in dem schwereren aber kieselsäurearmes Sima zu sehen. In der Tat ist dies die Meinung mancher jüngerer Forscher, insbesondere von ALFR. WEGENER[1]). Die Festlandsschollen, denen er eine durchschnittliche Dicke von 100 km zuschreibt, sollen ganz aus salischen, der Boden des Weltmeeres dagegen seit undenklichen Zeiten aus simischen Gesteinen zusammengesetzt sein. Zwischen den beiderlei Schollen aber soll statisches Gleichgewicht bestehen, so daß — wie schon früher (S. 55) bemerkt worden ist — die leichteren Festlandsblöcke tief in das schwerere und zugleich plastische Sima eintauchen und in diesem wie Eisberge im Wasser schwimmen. Ursprünglich sollen die salischen Massen eine mehr oder weniger geschlossene Kugelschale über dem Sima gebildet haben; im Laufe der Zeit aber wäre die Saldecke immer mehr zerstückelt und zerstört worden, bis schließlich die wenigen heutigen Kontinentalblöcke übrig blieben.

K. ANDRÉE[2]), v. WOLFF[3]), der Amerikaner DALY[4]) u. a. haben sich diesen Vorstellungen angeschlossen. WOLFF findet für sie eine Bestätigung auch darin, daß die interozeanischen Laven durchweg von basischer Beschaffenheit seien, DALY darin, daß alle großen Massenergüsse seit nacharchäischer Zeit eine basaltähnliche Zusammensetzung besäßen.

Klimatische Verhältnisse der geologischen Vorzeit[5]).

Unter dem Klima eines Ortes hätte man mit A. SUPAN (Grundz. d. phys. Erdkunde 1903, S. 211) zu verstehen „den mittleren Zustand der

[1]) WEGENER, Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig 1915. 2. erweiterte Auflage 1920.

[2]) ANDRÉE, Bedingungen der Gebirgsbildung. Berlin 1914.

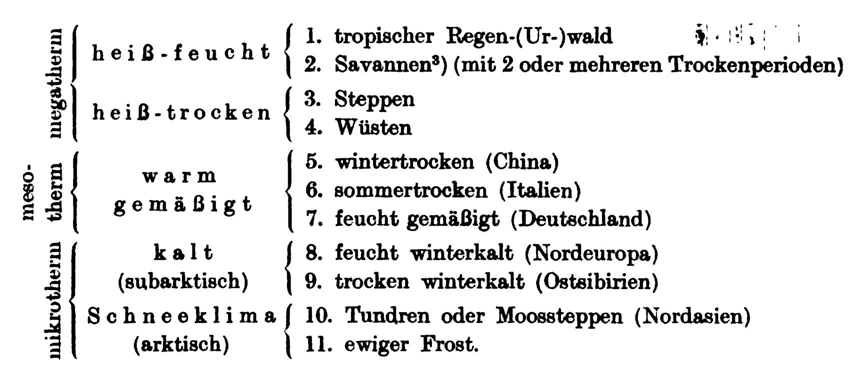
[3]) v. WOLFF, Der Vulkanismus, I. Stuttgart 1914.

[4]) DALY, Igneous rocks and their origin. New York 1914.

[5]) ECKARDT, Das Klimaproblem 1909. — E. PHILIPPI, Über einige paläoklimatische Probleme. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXIX, S. 106—179, 1910. — DERSELBE, Nach-

Atmosphäre, wie er sich uns durch langjährige meteorologische Durchschnittswerte darstellt". Hauptsächlich kommen, wie SUPAN ausführt, für das Klima in Betracht Temperatur und Niederschlag, mittelbar auch Winde und orographische Verhältnisse, da sie die Verteilung von Temperatur und Niederschlag wesentlich mitbedingen. Man wird diesen Sätzen gewiß nur zustimmen können.

Versuche, für die ganze Erde gültige Klimagruppen aufzustellen, sind besonders von W. KÖPPEN gemacht worden. In einer älteren Abhandlung[1]) unterschied er 6 Haupttypen: das tropische Regen-(Wald-)Klima, das heiße Trockenklima, das gemäßigt warme, das kühle und das kalte Klima und endlich das des ewigen Frostes. In einer neueren Arbeit[2]) werden 5 Haupttypen unterschieden, nämlich heiß feucht, heiß trocken, gemäßigt, subarktisch und arktisch. Sie zerfallen wiederum in im ganzen 11 Klimagruppen:



megatherm	heiß-feucht	1. tropischer Regen-(Ur-)wald
		2. Savannen[3]) (mit 2 oder mehreren Trockenperioden)
	heiß-trocken	3. Steppen
		4. Wüsten
meso-therm	warm gemäßigt	5. wintertrocken (China)
		6. sommertrocken (Italien)
		7. feucht gemäßigt (Deutschland)
mikrotherm	kalt (subarktisch)	8. feucht winterkalt (Nordeuropa)
		9. trocken winterkalt (Ostsibirien)
	Schneeklima (arktisch)	10. Tundren oder Moossteppen (Nordasien)
		11. ewiger Frost.

Alle genannten Klimatypen bilden über die ganze Erde verfolgbare, wenn auch vielfach unterbrochene Gürtel (Fig. 27). Die verschiedenen Typen kommen aber nicht nur in wagrechter Richtung nebeneinander, sondern infolge der wechselnden Seehöhe auch in senkrechter Richtung übereinander vor.

Die Äquatorialregion bis zum etwa 20.° n. und s. Br. wird von KÖPPENS Wald- und Savannengürtel (1 und 2) eingenommen. Daran schließt beiderseits infolge zunehmender Trockenheit ein Steppen- und Wüstengürtel (3 und 4), der etwa bis zu 40.° n. und s. Br. reicht. Die Räume

gelassene Vorlesungen, III: Das Klima der Vorwelt. Jena 1912. — M. SEMPER, Das Klimaproblem der Vorzeit. Geol. Rundsch. I, S. 59, 1910. — FR. KERNER V. MARILAUN, Das paläothermale Problem. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1911, S. 279. — DERSELBE, Synthese der morphogenen Winterklimate Europas zur Tertiärzeit. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1913, Bd. C. — CHARLES SCHUCHERT, Climates of geological times. Carnegie Inst. Washington Publ. 1914, S. 192.

[1]) KÖPPEN, Versuch einer Klassifikation der Klimate. Geogr. Zeitschr. 1901.

[2]) DERSELBE, Klassifikation der Klimate. Peterm. Mitteil. 1918, S. 193.

[3]) Grasflächen mit eingestreuten Bäumen.

jenseits dieses Grades, auf der Nordhalbkugel bis zum Polarkreise, auf der südlichen bis zum 60. Breitengrade, werden von Gebieten vom Typus

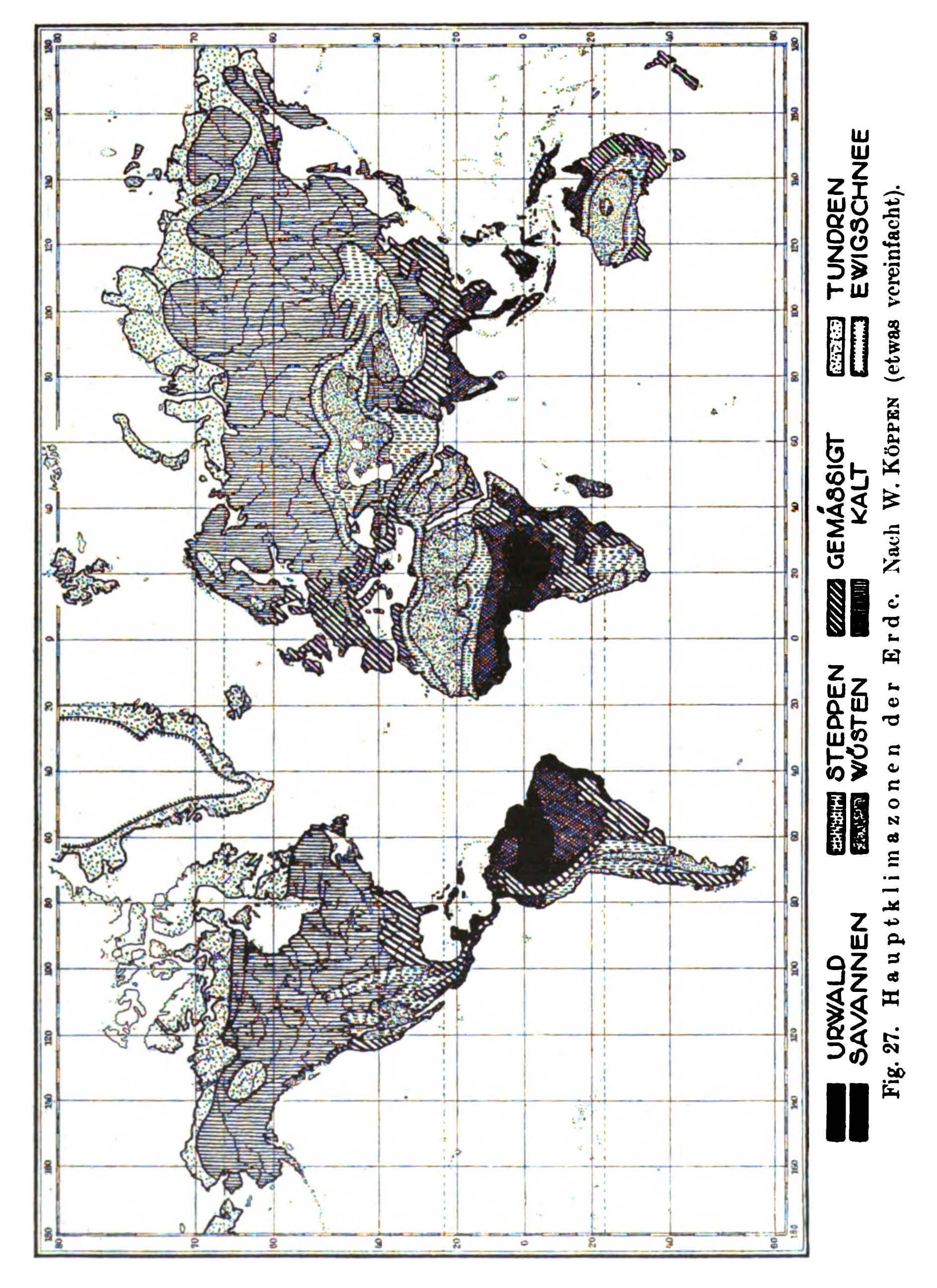


Fig. 27. Hauptklimazonen der Erde. Nach W. Köppen (etwas vereinfacht).

5—9 eingenommen, an die sich endlich in noch höherer Breite auf beiden Halbkugeln eine nivale Zone mit den Klimaten 10 und 11 (Küsten-

gebiete Nordasiens und Nordamerikas samt Grönland und die Antarktis) anschließt.

Die Typen 8, 9 und 10 kommen bei der überwiegenden Wasserbedeckung der Südhalbkugel nur auf der Nordhalbkugel zur Entwicklung. Eigentümlich ist die Verbreitung der beiden großen ariden Gürtel. In Nord- und Südamerika wie auch in Südafrika sind sie auf eine schmale Zone an der Westküste beschränkt. In Nordafrika und Australien dringt der Wüstengürtel von der Westküste aus zwar tief ins Festland ein — der algerische über Ägypten und Arabien sogar bis nach Zentralasien —, aber nirgends erreicht er den Ostrand der Kontinente.

So lehrreich die KÖPPENsche Gliederung auch ist, so ist sie doch zu verwickelt, um schon heute geologisch verwendbar zu sein. Mehr als sie empfiehlt sich für unsere Zwecke die einfache, auf die Menge und Art der Niederschläge gegründete, von PENCK[1]) u. a. angewandte Einteilung, die 3 Hauptklimareiche, das humide, das aride und das nivale unterscheidet. Während das letztgenannte für uns erst in zweiter Linie in Betracht kommt, ist die Unterscheidung von humiden oder niederschlagsreichen und ariden oder niederschlagsarmen Gebieten von größter Bedeutung[2]). Sie deckt sich zum Teil mit FERD. v. RICHTHOFENS älterer Unterscheidung von peripherischen und Zentralgebieten der Festländer[3]).

Die peripherischen Gebiete sind Landstriche, wo die Niederschlagshöhe die Verdunstung übertrifft und wo das überschüssige Wasser durch die Flüsse zum Meere abfließt; die Zentralgebiete dagegen sind niederschlagsarme Erdräume, in denen die Verdunstung größer ist als der Niederschlag, deren Flüsse daher lange, bevor sie den Ozean erreichen, versiegen[4]). Mit diesem Umstande

---

[1]) A. PENCK, Versuch einer Klimaklassifikation. Sitzungsber. Berl. Akad. 1910, S. 236. — H. MEYER-HARRASSOWITZ, Klimazonen, Verwitterung usw. Geol. Rundsch. Bd. VII, S. 193, 1916, und DERSELBE, Die Klimate und ihre geologische Bedeutung. Ber. Oberhess. Ges. Natur- u. Heilk. Gießen Bd. 7, S. 212, 1919.

[2]) Mit WIEGNER (Boden und Bodenbildung, Dresden u. Leipzig 1918, S. 48) kann man annehmen, daß bei mittlerer gemäßigter Temperatur bei unter 200 mm jährlichem Niederschlag im allgemeinen aride Bedingungen herrschen, bei 200—400 mm semiaride, bei 400—500 mm semihumide, bei über 500 mm humide. Daß diese Zahlen vielfachen Abweichungen unterliegen, ergibt sich unter anderem daraus, daß, während in Deutschland bei 8—9° mittlerer Jahrestemperatur bei unter 500 mm jährlicher Niederschlagshöhe semihumide Bodenbedingungen herrschen, solche in Argentinien bei einer mittleren Jahrestemperatur von 16—17°, also bei stärkerer Verdunstung, schon bei 800 mm eintreten (STREMME, Verbreitung der klimatischen Bodentypen in Deutschland. Branca-Festschr. S. 16, 1914).

[3]) RICHTHOFEN, China, Bd. I, S. 8 ff. Berlin 1877.

[4]) Nur sehr wasserreichen Flüssen gelingt es, aride Gebiete zu durchschneiden, ohne zu versiegen. Gegenwärtig gibt es dafür nur zwei Beispiele: den Nil und den Kolorado.

hängt eine sehr bezeichnende Erscheinung solcher Trockengebiete, nämlich die ihnen meist eigenen abflußlosen Seen zusammen.

Noch wichtiger ist in geologischer Beziehung, daß sich bei niederschlagsreichem Klima nirgends große Anhäufungen von Abwitterungsstoffen bilden können. Die Erosion arbeitet hier überall kräftig an der Vertiefung und Erweiterung der bereits vorhandenen sowie an der Schaffung neuer Bodenfurchen. Die Mannigfaltigkeit der Geländegestaltung wird dadurch in solchen Gegenden immer größer. Bei aridem Klima dagegen sammeln sich umgekehrt die Überbleibsel der Gesteinszerstörung in großen Massen an und erfüllen als mechanische oder chemische Sedimente allmählich nicht nur die vorhandenen Bodensenken, sondern hüllen auch Hügel und Berge mantelförmig ein. „Die Berge versinken in ihrem Schutt." Da zudem die Wirkungen der Erosion sehr gering sind, so werden die Unterschiede der Bodengestaltung in diesen Gebieten nicht wie in den regenreichen vermehrt, sondern gleichen sich im Gegenteil immer mehr aus. Der Umstand, daß im einen Falle die Feuchtigkeit des Klimas und die Mannigfaltigkeit der Geländeformen einen üppigen und wechselnden Pflanzenwuchs, im anderen aber die Trockenheit des Klimas und die Eintönigkeit der Bodenbeschaffenheit nur eine dürftige und eintönige Flora hervorbringen, läßt den ohnedies schon großen Gegensatz zwischen beiderlei Erdräumen noch deutlicher hervortreten.

Ein geologisch besonders bedeutsamer Unterschied zwischen humiden und ariden Erdräumen liegt darin, daß die Reste der Gesteinszerstörung (Verwitterung) *aus den humiden Gebieten fast völlig fortgeführt werden, daß sie aber den ariden erhalten bleiben* und als sedimentäre (fluviatile, lakustre oder äolische) Neubildungen wieder abgelagert werden.

Die Sedimentgesteine der verschiedenen Formationen bieten uns vielfach Merkmale, aus denen wir auf die klimatischen Verhältnisse, unter denen sie gebildet wurden, schließen können. Im zweiten Hauptteile dieses Buches, bei Betrachtung der äolischen, fluviatilen, lakustren, glazialen und organischen Neubildungen, wird sich oftmals Gelegenheit bieten, näher auf diese Kennzeichen einzugehen. Hier sei nur angedeutet, daß Salz und Gips und in vielen Fällen auch rote Gesteinsfärbung für aride, Kohle aber für humide, und Blocklehme für nivale Entstehungsbedingungen sprechen.

Neben diesen unorganischen aber sind es *organische Merkmale*, d. h. *der Fossilinhalt der Sedimentgesteine*, die uns überall sichere Anhaltspunkte für die Beurteilung der klimatischen Verhältnisse eines gegebenen Gebietes in einer früheren Erdperiode an die Hand geben.

Wenn wir in Breiten, in denen der Boden heutzutage fast das ganze Jahr über von Eis und Schnee starrt, Reste von riffbildenden Korallen, von großen Mollusken mit tropischem Charakter, von hohen Baumfarnen usw.

antreffen, so werden wir geneigt sein, daraus auf ein ehemals wärmeres Klima jener Erdstelle zu schließen. Dieser Schluß ist zwar nicht ganz zwingend. Denn Tatsachen wie die, daß Elefant und Nashorn, die heutzutage nur in den Tropen fortkommen, während der Diluvialzeit auch in der kalten Zone lebten, zeigen, daß die Anpassungsfähigkeit der Lebewesen an veränderte klimatische Verhältnisse sehr groß ist. Dennoch wird man, wenn aus einer Schichtenreihe Reste von Tieren aus ganz verschiedenen Gruppen und zugleich von Pflanzen vorliegen, die alle gleichmäßig auf ein warmes Klima hinweisen, kaum fehlgehen, wenn man der betreffenden Periode und Gegend ein warmes Klima zuschreibt.

Das Studium der Fossilien der geologischen Formationen macht uns nun in der Tat mit Tatsachen bekannt, die mehr oder weniger bestimmt darauf hinweisen, daß das Klima ausgedehnter Gebiete der Erdoberfläche ehemals erheblich wärmer gewesen sein muß als gegenwärtig. Früher pflegte man derartige Tatsachen kurzweg aus der Annahme einer ehemals höheren Erdwärme zu erklären. Man sagte, wie schon WERNER und HUTTON, daß infolge der geringeren Dicke, die die Erdrinde ehedem besessen habe, mehr Wärme aus dem Erdinnern an die Oberfläche gelangt sei, und daß sich daraus die günstigeren klimatischen Verhältnisse älterer Erdepochen erklärten.

Eine nähere Überlegung läßt indes bald erkennen, daß diese Erklärung nur mit großer Vorsicht anzuwenden ist. Da nämlich das Wärmeleitungsvermögen der Gesteine bekannt ist — wie gering es im allgemeinen ist, zeigt schon die Möglichkeit, noch fließende Lavaströme zu überschreiten —, so ist es nicht schwer zu berechnen, wieviel Wärme bei einer bestimmten Temperatur des Erdinnern und einer bestimmten Rindendicke an die Oberfläche gelangen kann. SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN hat solche Berechnungen ausgeführt[1]) und ist dabei zu dem Ergebnis gelangt, daß die Erdrinde bereits um die Mitte des Mesozoikums eine solche Dicke besessen habe, daß die innere Erdwärme für die Erwärmung der Oberfläche nicht mehr in Betracht kommen konnte. Dabei bleiben die Schätzungen, die SARTORIUS für die Dicke der Kruste während der verschiedenen geologischen Perioden macht, jedenfalls noch sehr erheblich hinter der Wirklichkeit zurück, so daß man annehmen darf, daß schon viel früher, als er meinte, die äußere Wärme der Erde nicht mehr in nennenswerter Weise durch die innere erhöht werden konnte.

Für das **paläozoische Zeitalter** liegen allerdings Tatsachen vor, die ein warmes Klima bis in hohe Breiten hinauf wahrscheinlich machen. Als solche Tatsachen seien die paläozoischen Insekten genannt, deren jetzige Verwandte nach dem Urteil der besten Kenner fast ausschließlich in tropischen Gegenden leben. Ein ähnliches Zeugnis legen nach POTONIÉ[2]) die

[1]) SARTORIUS, Untersuchungen über die Klimate der Gegenwart und Vorwelt. 1865.

[2]) POTONIÉ, Die Entstehung der Steinkohle. 5. Aufl., S. 61 ff. Berlin 1910.

riesigen Farne, die Kalamiten, Sigillarien und Lepidodendren der Steinkohlenformation ab, die allein in der Alten Welt vom Sambesi (15° s. Br.) bis nach der Bäreninsel und Spitzbergen (75—80° n. Br.) bekannt sind und nach allgemeinem Urteil für ein mindestens frostfreies Klima der Karbonzeit sprechen. In gleicher Weise spricht das völlige Fehlen von Jahresringen oder richtiger von periodischen Zuwachszonen bei allen karbonischen Holzgewächsen für ein das ganze Jahr über wesentlich gleichartiges Klima[1]). Auch der Umstand endlich, daß die paläozoischen Meeresfaunen in den allerverschiedensten Breiten der Erde eine auffallende Gleichartigkeit zeigen und allenthalben das nämliche tropische Gepräge besitzen, sowie die weite Verbreitung mancher Tierspezies in meridionaler Richtung — *Productus semireticulatus* und *Spirifer mosquensis* sind vom nördlichen Afrika bis über den Polarkreis hinaus, *Atrypa reticularis* und *Spirifer Verneuili* fast über die ganze bekannte Erde verbreitet gewesen — sind wiederholt als Beweis für ein gleichförmig feuchtwarmes Klima fast der ganzen Erde während der paläozoischen Zeit angeführt worden.

Wie hoch man aber auch die Beweiskraft der paläozoischen Faunen und Floren für die uns beschäftigende Frage einschätzen mag: immer wird man dessen eingedenk bleiben müssen, daß das Maß von Wärme, welches die verschiedenen Breiten der Erde von der Sonne empfingen, zu allen Zeiten sehr ungleich gewesen ist, und daß auch die Unterschiede in der Erhebung der Oberfläche über den Meeresspiegel, daß Meeres- und Luftströmungen und andere Einflüsse schon von den ältesten Zeiten an große Verschiedenheiten in den Wärmeverhältnissen der Erdoberfläche zur Folge haben mußten. Von einem wirklich „überall gleichmäßigen Klima der Erde" kann daher schon für so entlegene Zeiten wie das Kambrium im Ernst nicht die Rede sein[2]).

Wie wenig schon während des frühesten Abschnittes des Paläozoikums eine solche Gleichmäßigkeit des Klimas bestanden haben kann, geht am schlagendsten daraus hervor, daß man in neuerer Zeit sowohl in China (im Gebiete des Yang-tse)[3]), als auch in Südaustralien (unweit Adelaide)[4]) in unterkambrischen Ablagerungen Beweise für eine ehemalige Vereisung in Gestalt von mächtigen Blocklehmen mit abgeschliffenen und geschrammten Geschieben entdeckt hat.

Noch erheblich älter sind die von Coleman im untersten Algonkium des Huronsees in Kanada[5]) aufgefundenen, weit über hundert Meter mächtigen

[1]) W. Gothan, Die Jahresringlosigkeit der paläozoischen Bäume. Naturwissensch. Wochenschr., N. F. Bd. X, Nr. 28, 1911. Vgl. hierzu Anm. 3 auf S. 95/96.

[2]) E. Koken, Die Vorwelt und ihre Entwicklungsgeschichte. S. 549, 1893.

[3]) Chamberlin u. Salisbury, Geology II, S. 273, 1906.

[4]) F. W. Edgeworth David, Verh. d. Internat. Geologenkongr. in Mexiko 1906, I, S. 437. — Howchin, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1908, S. 234. — Vgl. auch Kayser, Lehrbuch der geologischen Formationskunde. 5. Aufl., S. 78, 1913.

[5]) Coleman, Journ. Geol. Bd. 16, S. 149, 1908.

schiefrigen Blocklehme (Tillite) sowie die vielleicht gleichaltrigen geringer mächtigen, die in der Transvaalformation des Kaplandes entdeckt worden sind. Aber auch im jüngeren Paläozoikum fehlt es nicht an ähnlichen Glazialbildungen. So im Unterdevon des Kaplandes[1]). Wenn irgendwo auf der Erde, so könnte man in Südafrika zu der Vorstellung einer periodischen Wiederkehr der Vereisungen kommen.

Eine andere viel bedeutendere Vereisung, eine wirkliche Eiszeit muß die Erde gegen Schluß des paläozoischen Zeitalters, wie man in der Regel annimmt, in permischer (nach einigen Forschern schon in karbonischer) Zeit betroffen haben. Diese jungpaläozoische Eiszeit ist jetzt in ungeheurer Verbreitung auf allen Kontinenten der Südhalbkugel (Australien, Afrika, Brasilien und Falklandsinseln) und außerdem auch in Ostindien in Gestalt von mächtigen Tilliten mit vielen gekritzten Geschieben, rundhöckerig abgeschliffenem Untergrund usw. nachgewiesen worden[2]), so daß an ihrer Tatsächlichkeit wohl von keiner Seite mehr gezweifelt wird. Im Unterschiede von der diluvialen Eiszeit hat es den Anschein, als ob die in Rede stehende Vereisung nicht die gesamte Erde betroffen habe, sondern in der Hauptsache auf die Südhalbkugel beschränkt geblieben sei, da man in den karbonisch-permischen Ablagerungen der Nordhalbkugel — obwohl die betreffenden Gegenden Europas und Nordamerikas zu den bestuntersuchten Teilen der ganzen Erde gehören — noch keine sicheren Anzeichen einer gleichzeitigen Vereisung aufzufinden vermocht hat. Eine andere Abweichung von der großen diluvialen Eiszeit würde darin liegen, daß damals das Inlandeis selbst in der Nähe des Äquators (in Indien) bis ans Meer gereicht zu haben scheint[3]).

Gegen Ende des Paläozoikums, in der Permperiode — nach Meinung mancher Geologen gleichzeitig mit der eben berührten Eiszeit — scheint in anderen Teilen der Alten Welt (Europa, Indien, Südafrika usw.) ein warmes Trockenklima geherrscht zu haben. Die ganze Beschaffenheit der roten eisenoxydreichen, keinerlei marine Fossilien enthaltenden Sandsteine und Konglomerate des Rotliegenden spricht für eine solche Annahme. Für die Epoche des Zechsteins würde sie noch wahrscheinlicher sein, da die ungeheuren dieser Zeit entstammenden Salzlager Norddeutschlands, namentlich die so zerfließlichen Kalisalze, sich kaum anders als in einem heißen und sehr trockenen Klima bilden konnten[4]).

---

[1]) H. Cloos, Vorkarbonische Glazialbildungen des Kaplandes. Geol. Rundsch. 1915, S. 337.

[2]) Kayser, Lehrbuch der geologischen Formationskunde. 5. Aufl., S. 322, 1913.

[3]) Dies behält selbst dann Gültigkeit, wenn man mit E. Koken, dem wir eine wertvolle Studie über die permische Eiszeit verdanken (Neues Jahrb. f. Min., Festbd. 1907, S. 446), den Südpol so verlegt, daß er in den südlichen Teil des Indischen Ozeans, halbwegs zwischen Südafrika und Australien zu liegen kommt.

[4]) Joh. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. S. 152, 1900.



Es ist übrigens nicht unwahrscheinlich, daß auch für manche andere ähnliche rote Sandsteinbildungen älterer Formationen bis ins Kambrium, ja bis ins Algonkium zurück — so besonders für den viele tausend Meter mächtigen fossilleeren roten, diskordant von Unterkambrium überlagerten Torridonsandstein des nordwestlichen Schottlands — eine ähnliche Entstehung anzunehmen ist; und in diesem Falle würden einzelne Teile der Erde schon weit früher ein arides Klima besessen haben — ein Beweis dafür mehr, daß schon von den ältesten Zeiten an die klimatischen Verhältnisse der Erde sehr wechselnd und örtlich verschieden waren.

Gehen wir zur **mesozoischen Ära** über, so hat man vielfach auch für die älteren Abschnitte dieses langen Zeitraumes ähnliche klimatische Verhältnisse angenommen wie für das Paläozoikum. So hat z. B. Fr. Frech in einer Studie über das Klima der geologischen Vergangenheit[1]) auf die außerordentliche Verbreitung großer Reptilien (von Südafrika bis Indien und Rußland), einzelner Meeresmuscheln (*Pseudomonotis ochotica* von Australien bis Kalifornien und Nordostsibirien) und Zykadeen als Beweise für ein damals noch „auf der ganzen Erde herrschendes frostfreies Klima“ hingewiesen. Es will uns indes fraglich erscheinen, ob das fossile Beweismaterial zur Entscheidung dieser Frage ausreicht. Die genannte Aviculide hatte zwar eine sehr beträchtliche, indes nur mit der (damals besonders großen) Ausdehnung des Stillen Ozeans zusammenfallende Verbreitung; die Reptilien aber sind, wenigstens in einem Teil ihres Vorkommens, an rote Sandsteine mit Merkmalen von Trockengebieten gebunden, und solche Gebiete hatten zu allen Zeiten nur eine örtliche, für die allgemeinen Temperaturverhältnisse der betreffenden Periode wenig beweisende Bedeutung.

Die ersten unzweifelhaften Beweise für Klimagürtel treten uns in der Kreideperiode entgegen. Schon in den fünfziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts hatte F. Römer die großen Unterschiede wahrgenommen, die sich übereinstimmend in Nordamerika und Europa zwischen einer (vor allem durch das massenhafte Auftreten von Rudisten und riffbildenden Korallen ausgezeichneten) südlichen Kreideentwicklung (der die Kreideablagerungen von Texas und Neumexiko sowie des europäischen Mittelmeergebietes angehören) und einer (keine Rudisten und Riffkorallen enthaltenden) nördlichen Entwicklung (welche die Kreidebildungen des nördlichen Teils der Vereinigten Staaten und Nordeuropas umfaßt) geltend machen[2]). Er kam dadurch zu der Überzeugung, daß diese Unterschiede nur aus der Annahme von Temperaturdifferenzen der nördlichen und südlichen Kreidemeere zu erklären seien.

Sehr eingehend hat Neumayr den Römerschen ähnliche Anschauungen

---

[1]) Frech, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. S. 611 u. 671. Berlin 1902.

[2]) F. Römer, Die Kreidebildungen von Texas. 1852.

für die Juraformation zu begründen versucht[1]). Von der schon länger bekannten Tatsache ausgehend, daß man in Europa von N nach S drei verschiedene jurassische Faunengebiete, nämlich das russische, das mitteleuropäische und das südeuropäische unterscheiden kann, zeigte er an der Hand einer eingehenden Prüfung der marinen Faunen der außereuropäischen Juraablagerungen, daß diese sich in ihrer Entwicklung sämtlich und in zum Teil sehr auffälliger Weise an eine der drei europäischen Entwicklungen anschließen. Faßt man alle Juravorkommen mit südeuropäischem und ebenso die mit mitteleuropäischem Charakter zusammen, so zeigt sich, daß jene ersten in ihrer Gesamtheit einen sich vom Äquator beiderseits bis zum 30. Breitengrad ausdehnenden, also im ganzen etwa volle 60 Breitengrade umfassenden Gürtel bilden, während die Juraablagerungen mit mitteleuropäischem Typus in zwei getrennte Zonen zerfallen, deren eine im N, die andere im S jenes Zentralgürtels liegt[2]).

Dies Ergebnis führt von selbst zu dem Schluß, daß der zentrale Gürtel einer äquatorialen Juraregion entspricht, deren Meere höhere Temperaturen besaßen, während die beiden Gürtel mit mitteleuropäischer Entwicklung einer nördlichen und einer südlichen gemäßigten Jurazone angehörten, deren Meere kühler waren. Die nordeuropäischen, nordasiatischen und nordamerikanischen Juravorkommen endlich fallen einer borealen Jurazone mit noch kälteren Meeren zu und sind bis jetzt nur einmal, nämlich nur auf der nördlichen Halbkugel nachgewiesen. Zugunsten der NEUMAYRschen Anschauungen spricht besonders auch die Tatsache, daß riffbildende Korallen, zu deren Gedeihen bekanntlich tropische Temperaturen erforderlich sind, in der Borealzone vollständig fehlen, während sie in der gemäßigten und namentlich in der Äquatorialzone massenhaft vorhanden sind.

Es sind dies Tatsachen, die trotz mancher neueren, die Beweiskraft der NEUMAYRschen Ausführungen abschwächenden Erfahrungen dafür sprechen, daß Klimazonen schon in der Jurazeit zur Ausbildung gelangt waren[3]).

---

[1]) NEUMAYR, Über klimatische Zonen während der Jura- und Kreidezeit. Denkschr. d. Wien. Akad. 1883.

[2]) KAYSER, Geologische Formationskunde. 5. Aufl., S. 425 ff., 1913.

[3]) Es braucht kaum bemerkt zu werden, daß, wenn hier von einem ersten Hervortreten von Klimazonen die Rede ist, damit keineswegs behauptet sein soll, daß solche nicht schon in vorjurassischer Zeit bestanden hätten. Es soll damit nur gesagt sein, daß die allgemeine Temperaturabnahme der Erde erst in der Jurazeit so groß wurde, daß die bis dahin mehr versteckten Unterschiede des Klimas sich nun auch der marinen Fauna deutlicher aufprägten und dadurch für uns erkennbar werden. Übrigens sind ja auch schon aus noch früheren Zeiten der Erdgeschichte Tatsachen bekannt, die auf klimatische Verschiedenheiten, freilich nicht von so zonenförmiger Ausbildung wie in der Jura- und Kreideperiode, hinweisen. So wird

Bemerkenswert ist, daß Glazialspuren in mesozoischen Ablagerungen außer vielleicht in Afrika bisher nirgends beobachtet worden sind[1]).

Wenden wir uns dem **neozoischen** Zeitalter zu, so ist zunächst hervorzuheben, daß sich während der Tertiärepoche in unseren Gegenden deutlich eine ganz allmähliche und stetige Wärmeabnahme zu erkennen gibt. So war in der ältesten Tertiärzeit, während des Paleozäns und noch mehr während des Eozäns, nach Beschaffenheit der Flora das Klima Westeuropas noch ausgesprochen tropisch, und auch während des folgenden Zeitabschnittes, des Oligozäns, waren Palmen und andere immergrüne Gewächse bis an den heutigen Ostseestrand verbreitet.

---

man z. B. Koken nur beipflichten können, wenn er die Verbreitung der fast ganz auf die nördliche Halbkugel beschränkten, hier aber bis zum 80. Breitengrad hinaufgehenden karbonisch-permischen Fusulinen mit warmen Meeresströmungen in Verbindung bringt; und ebenso sind Zeiller und andere Geologen der Ansicht, daß die bekannte, überall in enger Verbindung mit den Ablagerungen der permischen Vereisung erscheinende *Glossopteris*-Flora im Vergleich mit der älteren Karbonflora die Flora eines kälteren Klimas darstellt.

Die Tatsache, daß die meisten heutigen Tropenhölzer keine Jahresringe (richtiger periodische Zuwachszonen) besitzen, während die Hölzer unserer und noch höherer Breiten solche in aller Deutlichkeit zu zeigen pflegen, hatte W. Gothan (Svenska Vetensk. Akad. Handl. 42, Nr. 10, S. 44, 1907. — Vgl. auch Naturw. Wochenschr. 1908 u. 1911) zu der Meinung geführt, daß sich aus dem Vorhandensein oder Fehlen solcher Ringe wichtige Schlüsse auf die klimatischen Verhältnisse ziehen ließen. Er hat geglaubt, daß solche Schlüsse auch für die geologische Vorzeit gültig seien, und hat aus dem Fehlen von Jahresringen bei den paläozoischen Pflanzen auf ein das ganze Jahr über gleichmäßig warmes Klima geschlossen, während er aus der Tatsache, daß die jurassischen Hölzer von Mombassa in Ostafrika keine, die altkretazischen Koniferenstämme von Spitzbergen und König-Karls-Land (unter fast 80° n. Br.) aber sehr deutliche Jahresringe besitzen, die Folgerung zog, daß sich im Laufe des Mesozoikums bereits schärfere Klimaunterschiede entwickelt hätten.

Ein jüngerer schwedischer Botaniker, Ernst Antevs, hat indes kürzlich nachgewiesen, daß Jahresringe den heutigen Tropengewächsen durchaus nicht fehlen, während sie im Gegenteil den Pflanzen höherer Breiten ganz abgehen können (Antevs, Die Jahresringe der Holzgewächse und ihre Bedeutung usw. Sonderabdr. aus: Progressus rei botanicae Bd. 5, S. 285. Jena 1917, bei G. Fischer). Antevs legt daher im Gegensatz zu Gothan den Jahresringen nur eine sehr geringe Bedeutung für die Beurteilung des Klimas vergangener Erdzeiten bei.

Immerhin ist es bemerkenswert, daß es auch dem schwedischen Forscher nicht gelungen ist, an vorpermischen Gewächsen Jahresringe nachzuweisen. Nach allem, was wir heute wissen, läßt sich sagen, daß die alte Ansicht von Unger, daß in unseren Breiten Jahresringe erst von der Mitte des Mesozoikums an in scharfer Ausbildung und allgemeiner Verbreitung sich einstellen, noch immer Gültigkeit besitzt. Und da dies der Zeitpunkt ist, von dem an auch andere gewichtige Tatsachen für eine Herausbildung von Klimazonen auf der Erde sprechen, so dürfte die klimatische Bedeutung der in Rede stehenden Wachstumsunterbrechungen wohl nicht von der Hand zu weisen sein.

[1]) S. Ball u. M. Shaler, Journ. of Geol. 1910, S. 681.

Noch zu Anfang des Miozäns waren in Deutschland einzelne Palmen, Magnolien, Lorbeer, Myrte usw. vorhanden, um indes bald darauf zu verschwinden. In der letzten Phase der Tertiärepoche endlich, im Pliozän dürften die klimatischen Verhältnisse in Mitteleuropa kaum mehr von den heutigen verschieden gewesen sein. Ja, in manchen Ablagerungen dieses Zeitabschnittes, wie im englischen Crag, geben sich im allmählichen Auftreten hochnordischer Mollusken bereits deutliche Anzeichen der nahenden Eiszeit zu erkennen.

Erscheinen diese Verhältnisse nicht auffällig, so bereiten im Gegenteil die gewöhnlich dem Miozän zugerechneten, aber vielleicht richtiger als alttertiär zu betrachtenden Floren des hohen Nordens (Island, Nordgrönland, Spitzbergen, Mackenziefluß, Melvilleinsel usw.) der Erklärung große Schwierigkeiten. Die uns durch die trefflichen Arbeiten von O. Heer[1]) bekannt gewordenen fossilen Floren dieser Gebiete enthalten nämlich eine Menge hoher Laub- und Nadelhölzer, wie Ulmen, Ahorn, Buchen, Platanen, Taxodien usw., die damals bis über den 80. Breitengrad hinausgingen, während heute die Baumgrenze 5° südlich vom Südende Grönlands verläuft, dann durch Island hindurch nach dem Nordkap zieht, um sich weiterhin etwas südlich von der Küste Lapplands und Sibiriens zu halten.

Aus diesen Tatsachen ergibt sich, daß in der älteren Tertiärzeit ein großer Teil der nördlichen Polargegend um ein Bedeutendes wärmer gewesen sein muß als heutzutage. Was die Gründe für diesen auffallenden Wärmeüberschuß waren, ist schwer zu sagen. Daß sie nicht in der inneren Erdwärme gesucht werden können, ist nach dem früher darüber Bemerkten selbstverständlich. Aber auch die Annahme einer von der jetzigen abweichenden Verteilung von Wasser und Land hilft uns nicht weiter; denn gerade für Spitzbergen liegen infolge des Golfstroms die Verhältnisse zurzeit so günstig wie nur denkbar.

Unter diesen Umständen bleibt kaum etwas übrig, als kosmische Ursachen zur Erklärung heranzuziehen. Man hat daran gedacht, daß die starke Erwärmung der Polargegend in einem Zusammenfallen der ältesten Tertiärzeit mit einem Maximum der Exzentrizität begründet sein könnte, wobei die nördliche Halbkugel ihren Winter lange Zeit hindurch in der Sonnennähe gehabt haben sollte.

Die schönen Untersuchungen von Nathorst über die Tertiärfloren Ostasiens scheinen indes auch diese Erklärung auszuschließen. Träfe sie nämlich zu, so müßte man in den erheblich niedrigeren Breiten Japans Floren von noch südlicherem Anstrich antreffen als innerhalb der Polarregion. Dies ist indes durchaus nicht der Fall. Im Gegenteil findet man z. B. bei Dui auf Sachalin unter 51° n. Br., sowie bei Mogi und an anderen Orten in Japan

[1]) Heer, Flora fossilis arctica. 1868—1883.

in noch geringeren Breiten (40—35°) Tertiärfloren, die keinen Wärmeüberschuß, sondern eher ein kälteres Klima als das heutige anzeigen. Die Tatsache nun, daß alle Floren, die auf eine starke Temperaturerhöhung hinweisen, auf der dem östlichen Asien entgegengesetzten Seite des Pols liegen, hat NEUMAYR und NATHORST auf den Gedanken einer Polverschiebung während der Tertiärzeit gebracht. Verlegt man den Pol um etwa 20 Grade, so daß er in 70° n. Br. und 120° ö. L. fällt, so würde die Flora der Neusibirischen Inseln mit stark nordischem Gepräge unter mehr als 80° n. Br. zu liegen kommen, die Floren von Kamtschatka, vom Amurlande und Sachalin mit etwas wärmerem Anstrich unter 68—67°, während die mit noch wärmerem, wie diejenigen von Spitzbergen, Grinnell-Land, Grönland usw., außerhalb des Polarkreises, in 64, 62, 53—51° fallen würden. „Auf diese Weise würde die Beschaffenheit der fossilen Floren in vollständigem Einklange mit ihrer Lage zum angenommenen Pole stehen. Jedenfalls würden die Floren, die immergrüne Laubbäume besessen haben, alle außerhalb des Polarkreises zu liegen kommen“[1]).

Auch M. SEMPER, der in einer älteren Abhandlung die arktischen Tertiärfloren allein aus einer abweichenden Verteilung von Wasser und Land und einer veränderten Richtung der Meeresströmungen zu erklären versucht hatte, hat sich in einem späteren Aufsatze[2]) zur Hypothese einer P o l v e r l e g u n g verstehen müssen. Er nimmt an, daß der Nordpol zu Ende der Kreideperiode etwa seine heutige Lage gehabt, später aber nach dem Nordwesten von Amerika sich verschoben habe, derart, daß er in der Mitteleozänzeit um 30 Grade gegen Alaska zu gelegen habe und erst in der Oligozänepoche allmählich wieder zurückgewandert sei. SEMPER findet, daß bei dieser Voraussetzung das große zentrale Mittelmeer der Alten Welt, das in alttertiärer Zeit noch ebenso bestand wie in der Juraperiode, in die Passatzone zu liegen komme, und daß sich so Luftdruck- und Windverhältnisse ergäben, die sich viel besser mit der ihm notwendig erscheinenden Annahme einer von Indien kommenden, das Mittelmeer durchlaufenden O-W-Strömung vereinigen ließen.

Die Vorstellung von einer Polverschiebung in der Tertiärzeit scheint so trotz aller dagegen geäußerten Bedenken an Boden zu gewinnen. Wir möchten glauben, daß sie schon deshalb schwer zu umgehen sein wird, weil ohne sie die ungeheure Wärmeausstrahlung und die verheerenden Stürme der Polarnacht ein kaum zu überwindendes Hindernis für die Entwicklung solcher Baumfloren sein würden, wie wir sie im Tertiär Grönlands und Spitzbergens antreffen[3]).

---

[1]) NATHORST, Zur fossilen Flora Japans. Paläontol. Abhandl. IV, 3, 1888.

[2]) SEMPER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1896, S. 185 u. 1899, S. 201.

[3]) ERNST SOMMERFELD glaubt (Zentralbl. f. Min. 1910, S. 684), auch ohne Polverschiebungen auskommen zu können: er will das tertiäre Wärmeplus des Nordpolar-

Daß selbst die Annahme noch beträchtlicherer Polverschiebungen mit den heutigen astronomischen Anschauungen durchaus nicht unvereinbar ist, wurde schon früher (S. 13/14) betont. Damit soll freilich einer so weitgehenden Anwendung dieser Hypothese wie durch KREICHGAUER, der die Pole um die ganze Erde herumwandern läßt (siehe ebenda), keineswegs das Wort geredet werden.

Daß endlich die Diluvialzeit eine Periode allgemeiner Abkühlung der ganzen Erde darstellt, in der große Teile von Nordamerika und Nordeuropa vereisten und nordische Tier- und Pflanzenformen weit nach S getrieben wurden, ist bekannt. Leider wissen wir über die Ursachen dieses so einschneidenden geologischen Ereignisses trotz der ausgedehnten ihm gewidmeten Literatur noch immer nichts Sicheres.

Man hat zur Erklärung der Eiszeit eine Menge der verschiedensten Hypothesen aufgestellt[1]). So hat man sie, allerdings ohne großen Erfolg, mit geographischen und damit zusammenhängenden meteorologischen Veränderungen in Verbindung bringen wollen[2]). Weiter hat man an rein meteorologische Ursachen, nämlich ähnliche, nur sehr viel stärkere Schwankungen in der jährlichen Niederschlagsmenge und damit auch im Klima gedacht, wie sie nach den bekannten Arbeiten von BRÜCKNER in Perioden von 35 Jahren eintreten sollen.

Ferner hat man allerhand geologische Ursachen in Anspruch genommen. So eine gegen Ende der Tertiärzeit eingetretene, mehrere hundert Meter betragende Erhebung ausgedehnter Teile der Alten und Neuen Welt[3]); oder gewaltige, bei den Ausbrüchen der tertiären (und diluvialen) Vulkane ausgestoßene Gas- und Dampfmassen, durch welche ungeheure Staub- und

---

gebiets aus einer ungeheuer gesteigerten Geisertätigkeit erklären. Dem steht aber entgegen, daß in den fraglichen Pflanzenschichten Kieselsinterabsätze niemals beobachtet worden sind. Dann aber ist auch nicht zu vergessen, daß die Geisertätigkeit keine selbständige Erscheinung, sondern nur ein Endstadium erlöschender vulkanischer Tätigkeit ist. Der ungeheuren Geisertätigkeit müßten also ungeheure Eruptionen vorangegangen sein, die aber auf Spitzbergen nicht stattgefunden haben.

[1]) Siehe R. CREDNER, Das Eiszeitproblem. Jahresber. d. Geogr. Ges. Greifswald 1902.

[2]) Vgl. u. a. HARMER (Quart. Journ. Geol. Soc. London 1901) und GREGORY (Verh. d. Internat. Geologenkongr. in Mexiko 1906, S. 407). Auch EUG. GEINITZ ist jüngst auf ganz ähnliche Annahmen zurückgekommen (Wesen und Ursache der Eiszeit. Arch. d. Ver. f. Naturgesch. in Mecklenburg 1905, 59. Jahrg.).

[3]) E. KOKEN hat seinerzeit (a. a. O.) auch die jungpaläozoische Eiszeit in erster Linie aus der Annahme bedeutender (mehrere tausend Meter betragender) Hebungen ausgedehnter Teile der Südhalbkugel zu erklären versucht. — Daß übrigens bedeutende Erhebung kein unbedingtes Erfordernis für Binneneisbildung ist, zeigt am deutlichsten das große diluviale Keewatin-Eis Nordamerikas (vgl. KAYSER, Geol. Formationskunde 1913, S. 733), das sich in einem Landstriche von ganz geringer Höhe entwickelt hat.



Aschenmassen in gewaltige Höhen der Atmosphäre mitgerissen worden seien, die für lange Zeit die Sonnenbestrahlung beeinträchtigt[1]) und tiefgreifende meteorologische Störungen hervorgerufen hätten[2]).

Sodann hat man seine Zuflucht zu kosmischen Ursachen genommen. So zu einem Maximum der Exzentrizität. Wir haben indes gesehen, daß diese von CROLL aufgestellte Hypothese schon deshalb nicht befriedigt, weil nach ihr bei jedem Exzentrizitätsmaximum innerhalb verhältnismäßig kurzer Zeit eine wiederholte abwechselnde Vereisung beider Erdhälften eingetreten sein müßte, die indes bis jetzt für keine der bisher bekannt gewordenen Eiszeiten nachgewiesen worden ist. Auch der Umstand, daß das ganze Mesozoikum anscheinend von Vereisungen verschont geblieben ist, spricht gegen die CROLLsche Theorie. Ebensowenig hat die Vorstellung von EUG. DUBOIS[3]), daß die allmähliche Abkühlung der Klimate während der Tertiärzeit durch den Übergang der Sonne aus dem Stadium eines weißen in das eines gelben Sternes und der damit verbundenen Abnahme der von ihr ausgestrahlten Wärme zu erklären sei, sich durchzusetzen vermocht. Wäre doch auch die Hypothese sicherlich nicht in dieser Form ausgesprochen worden, wenn schon zur Zeit ihrer Aufstellung die jungpaläozoische Eiszeit sowie die Spuren anderer, noch älterer Eisverbreitungen bekannt gewesen wären!

Auch ein neuerer Versuch von ARRHENIUS, die klimatischen Verhältnisse der Quartärzeit aus der Abnahme des Kohlensäuregehalts der Atmosphäre zu erklären, ist nicht glücklicher gewesen.

ARRHENIUS[4]) nimmt auf Grund eigener experimenteller Arbeiten an, daß eine Zunahme der Kohlensäure die Absorptionsfähigkeit der Atmosphäre für die Sonnenstrahlen steigere und gleichzeitig die Wärmeausstrahlung des Bodens vermindere. Beides müsse dahin wirken, die Temperatur der Erdoberfläche zu erhöhen, während umgekehrt eine Abnahme der Kohlensäure sie herabdrücken müsse. ARRHENIUS führt infolgedessen das warme Klima der Nordhalbkugel während der Tertiärzeit auf die gewaltigen Kohlensäuremassen zurück, welche die Vulkanausbrüche jener Zeit lieferten, und sieht umgekehrt im Verbrauch der Kohlensäure durch die ungemein üppige tertiäre Vegetation und eine gesteigerte Karbonatbildung den Hauptgrund für die mit Beginn der Quartärperiode eingetretene große Vereisung.

---

[1]) P. u. FR. SARASIN, Verh. d. Naturf. Ges. Basel 1901, XIII, 3. — Auch HUMPHREYS (Bull. of the U. S. Weather Bureau Bd. 6, 1913) sowie ABBOT und FOWLE (Smithson. miscell. coll. Bd. 60, Nr. 20, 1913) haben ähnliche Vermutungen ausgesprochen.

[2]) HARBOT, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898, S. 441 u. 1899, S. 96.

[3]) DUBOIS, Die Klimate der geologischen Vergangenheit und ihre Beziehungen zur Entwicklungsgeschichte der Sonne, 1893, und The climates of the geol. past etc. London 1895.

[4]) ARRHENIUS, Über den Einfluß des atmosphärischen Kohlensäuregehalts auf die Temperatur der Erdoberfläche. Bihang Svenska Vet. Akad. Handlinger Bd. 22, I, 1, 1896.

In noch verschärfter systematisierter Form hat später FRECH in seinem obenerwähnten Aufsatz[1]) den Gedanken von ARRHENIUS aufgenommen und auch zur Erklärung der klimatischen Verhältnisse der Karbonperiode benutzt, in welcher ebenfalls auf eine Zeit sehr gesteigerter vulkanischer Tätigkeit und Kohlensäurezufuhr während des Devons eine solche üppigsten Pflanzenlebens und damit starken Kohlensäureverbrauchs im Karbon, und dann die permische Eiszeit gefolgt sei.

Wie indes GREGORY[2]), KOKEN[3]), PHILIPPI[4]) u. a. hervorgehoben haben, sind die uns bekannten geologischen Tatsachen keineswegs dazu angetan, den Anschauungen von ARRHENIUS und FRECH das Wort zu reden.

Einmal nämlich ist es nicht richtig, wenn diese beiden Forscher behaupten, daß auf Zeiten verstärkten Kohlensäureverbrauchs, aber schwacher Kohlensäureerzeugung immer Vereisungen folgen. Denn da, wie C. CHAMBERLIN dargetan hat[5]), durch Entstehung großer mariner Kalkablagerungen der Atmosphäre weit größere Kohlensäuremengen entzogen werden als durch Kohlenbildung, so sollte man erwarten, daß auch auf Formationen mit so mächtigen und ausgedehnten Kalklagern wie der obere Jura, die obere Kreide, das Eozän, eine Vereisung gefolgt sei. Dies ist aber durchaus nicht der Fall.

Ebensowenig zutreffend ist ferner die Behauptung, daß während der großen Eiszeiten die vulkanische Tätigkeit besonders schwach gewesen sei. Denn gerade die ältere Permperiode mit ihrer riesigen Eisverbreitung war eine Zeit besonders starker und weit verbreiteter Vulkanausbrüche. Was aber die diluviale Vereisung betrifft, so begann die zu ihr hinführende Abkühlung schon im Alttertiär und nahm vom Oligozän zum Miozän und von diesem zum Unter- und Oberpliozän ganz allmählich und stetig zu. In die Mitte dieses langen Zeitraumes, in das Miozän fällt nun aber eine sehr beträchtliche Steigerung der vulkanischen Tätigkeit, die nach ARRHENIUS und FRECH eine allgemeine Wiedererwärmung hätte zur Folge haben müssen. In Wirklichkeit aber ist gerade das Gegenteil der Fall. Man wird es unter solchen Umständen sehr begreiflich finden, wenn KOKEN im geraden Gegensatz zu ARRHENIUS und FRECH ausspricht, daß der Eintritt von Eiszeiten eher mit einer Steigerung als mit einer Abschwächung der vulkanischen Energie zusammenzufallen scheine.

Ferner bilden besonders die diluvialen Interglazialzeiten eine mit der ARRHENIUS-FRECHschen Hypothese schlechterdings unvereinbare Erschei-

[1]) FRECH, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1902. — Siehe auch ebenda 1906, S. 533.

[2]) GREGORY, Verh. d. Internat. Geologenkongr. in Mexiko 1906, I, S. 407.

[3]) KOKEN, Indisches Perm usw. Neues Jahrb. f. Min., Festbd. 1907, S. 446.

[4]) PHILIPPI, Zentralbl. f. Min. 1908, S. 360. — Vgl. auch DERSELBE, Nachgelassene Vorlesungen, S. 101. Jena 1912.

[5]) CHAMBERLIN, The influence of great epochs of limestone formation upon the constitution of the atmosphere. Journ. Geol. VI, S. 609, 1898.

nung. Mag man über sie denken, wie man will: man wird nicht leugnen können, daß in der Eiszeit wiederholt große Vorstöße und Rückzüge des Binneneises stattgefunden haben. Diese Schwankungen aber können nur mit klimatischen Schwankungen zusammenhängen, die sicherlich nichts mit entsprechenden Schwankungen im Kohlensäuregehalt der Atmosphäre zu tun hatten.

Wir übergehen weitere gegen Arrhenius und Frech zu machende Einwürfe, wie die für sie völlig unerklärbare Beschränkung der permischen Vereisung auf die Südhalbkugel der Erde[1]), da sich aus obigen Erörterungen bereits zur Genüge ergibt, wie wenig die auf den ersten Blick so bestechende Kohlensäurehypothese den geologischen Tatsachen entspricht[2]). Daß aber ihre physikalische Begründung auf nicht minder schwachen Füßen steht, daß sie auf Voraussetzungen beruht, die sich als unhaltbar erwiesen haben, soll erst weiter unten, im geographischen Abschnitte der Physiographie, bei Besprechung der Lufthülle der Erde ausgeführt werden.

Vorstehende Ausführungen lassen zur Genüge erkennen, wie wenig wir noch über die wahren Ursachen all der großen klimatischen Änderungen wissen, die die Geologie uns enthüllt hat. Alle bisherigen Versuche zur Lösung der Klimarätsel der geologischen Vergangenheit müssen als ungenügend bezeichnet werden. Wer sich darüber noch nicht klar sein sollte, braucht nur die Verhandlungen der zwischenvölkischen Geologentagung in Mexiko vom Jahre 1906 einzusehen, auf der die Frage nach den klimatischen Verhältnissen der geologischen Vergangenheit und ihren Gründen eingehend erörtert worden ist. Die allerverschiedensten Standpunkte und An-

---

[1]) Wenn im Neuen Jahrb. f. Min. (1908, II, S. 74) gewisse, schon vor längeren Jahren von G. Müller in einer westfälischen Steinkohlengrube aufgefundene geschliffene und gekritzte Gesteinsoberflächen für Glazialschliffe erklärt und die Rotliegendkonglomerate als Grundmoränen bezeichnet werden, so muß demgegenüber bemerkt werden, daß die in Westfalen tätigen Geologen der Preußischen Landesanstalt darin einig sind, jene Schliffe als r e i n t e k t o n i s c h zu betrachten, da an der Fundstelle (auf der Zeche Preußen II) eine Verwerfung von mehreren hundert Metern Sprunghöhe hindurchgeht und über Tage im Rotliegenden jener Gegend nie etwas Ähnliches beobachtet worden ist.

[2]) Daß die Anschauungen von Arrhenius bei dieser Sachlage bei den Geologen im allgemeinen wenig Anklang gefunden haben, ist sehr begreiflich. Von namhaften Forschern neigt ihr unseres Wissens nur C. Chamberlin zu (vgl. die beiden Abhandlungen: A group of hypotheses bearing on climatic changes, und Hypothesis of the cause of glacial periods on atmospheric basis [Journ. Geol. V u. VII, 1897 u. 1899] und Geology, II, S. 660), zusammenhängend mit der von ihm schon länger vertretenen Überzeugung, daß die Klimate früherer Epochen ihre Erklärung in erster Linie in den atmosphärischen Verhältnissen der betreffenden Zeiten fänden.

sichten sind dort zu Wort gekommen; aber nur in einer Hinsicht war man sich einig, nämlich im Bekenntnis der Unzulänglichkeit aller bis jetzt aufgestellten Hypothesen. Uns selbst hat das Lesen jener Verhandlungen immer mehr in der Überzeugung bestärkt, daß man auf die Dauer die Annahme allgemein wirkender tellurischer oder kosmischer Ursachen zur Erklärung der Klimawandlungen der Vorzeit nicht wird umgehen können. Dies ist auch das Ergebnis, zu dem der allzufrüh verstorbene E. PHILIPPI in seinen obenerwähnten Schriften von 1910 und 1912 kommt.

PHILIPPI ist geneigt, die Klimaschwankungen der Vergangenheit mit periodischen Schwankungen in der Stärke der Sonnenstrahlung in Verbindung zu bringen. Vielleicht aber bietet sich noch eine andere Erklärungsmöglichkeit, auf die die neuesten astronomischen Entdeckungen hinzuweisen scheinen. Man kannte nämlich schon lange am Himmel (z. B. in der Milchstraße) dunkle Stellen, an denen keine Sterne sichtbar waren und die man daher — so unwahrscheinlich es auch war — als sternfrei ansprach. Neuere photographische Aufnahmen von Nebelflecken haben nun aber mehrfach dunkle, scharf begrenzte Anhänge an diesen kennen gelehrt, die von den Astronomen für Wolken von kalter gas- oder staubförmiger Materie gehalten werden[1]). Die starke, in diesen Nebelwolken stattfindende Absorption der Strahlung läßt das Licht der dahinter befindlichen Sterne nicht durch, und darum erscheinen solche Räume sternfrei. Gerät nun das Sonnensystem bei seiner raschen Fortbewegung in eine solche Wolke hinein, so wäre es sehr wohl denkbar, daß dadurch auf der Erde eine allgemeine Temperaturerniedrigung und schließlich eine Eiszeit hervorgerufen würde. Die Einseitigkeit der permischen Vereisung würde freilich auch dann noch unerklärt bleiben.

Wir können diese Ausführungen über die Klimate der geologischen Vergangenheit nicht schließen, ohne nachdrücklich hervorzuheben, daß unsere Darlegungen jedenfalls das eine gezeigt haben, daß die Klimate, weit davon entfernt etwas Festes und Bleibendes zu sein, ganz im Gegenteil etwas örtlich und zeitlich Veränderliches und Wechselndes sind. Sie verschieben sich, sie wandern mit der Zeit. Das alte griechische Wort: πάντα ῥεῖ, alles ist in Fluß, in Veränderung begriffen, hat, wie für alle Dinge der Natur, so auch für das Klima Geltung. Wenn die Kürze der historischen Zeit und namentlich die Jugendlichkeit der Meteorologie diesen Wechsel noch nicht in genügender Klarheit hat hervortreten lassen, so läßt doch die Betrachtung der Zusammensetzung und des Fossilinhalts unserer Tertiär- und Quartärbildungen daran nicht den mindesten Zweifel.

---

[1]) BARNARD, Astrophys. Journ. 25, S. 218, 1907.

Magnetische Erscheinungen der Erde.

1. Erdmagnetismus.

Infolge der Anziehung, welche die Erde auf eine freischwingende Magnetnadel ausübt, erhält diese bekanntlich eine ganz bestimmte Richtung. Die Abweichung, die diese Richtung in der Horizontalebene von der N-S-Richtung zeigt, nennt man **Deklination**, diejenige, die sie in der Vertikalebene von der Horizontalen zeigt, **Inklination**. Geologisch und bergmännisch ist besonders die Deklination von Bedeutung, weil sie

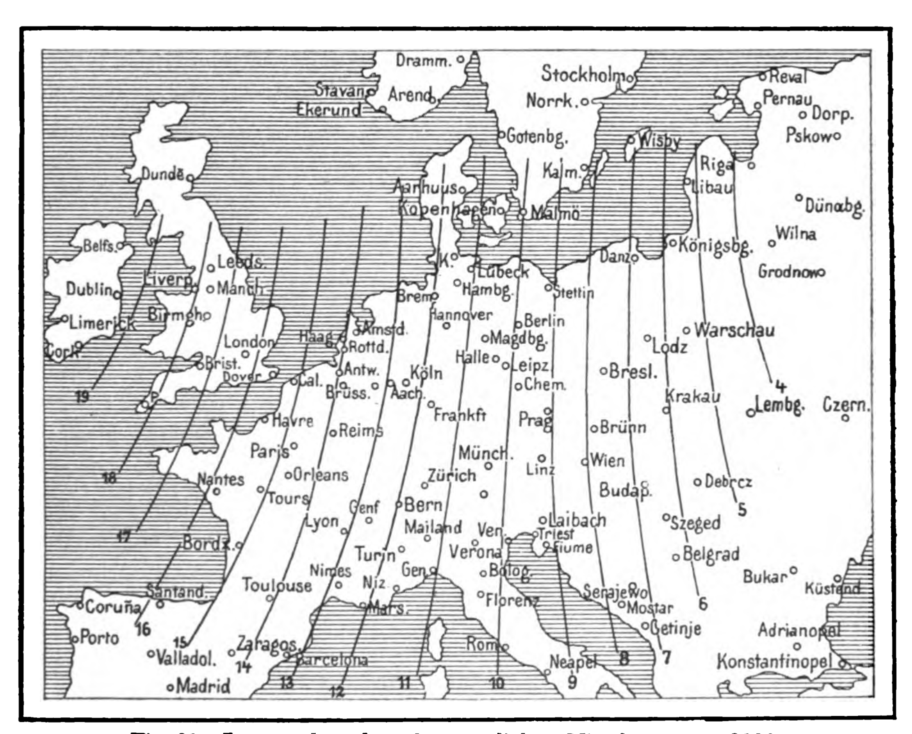


Fig. 28. Isogonenkärtchen des westlichen Mitteleuropas. 1908.

eine feste Richtung auch dort liefert, wo diese (wie unter Tage) auf astronomischem Wege nicht erhalten werden kann.

Indes sind die Werte sowohl der Inklination als auch der Deklination nicht beständig, sondern täglichen, jährlichen und in noch größeren Perioden vor sich gehenden Änderungen unterworfen. Zurzeit haben wir in ganz Europa, mit Ausnahme eines kleinen, Asien benachbarten Teiles von Rußland, **westliche Abweichung** (in der Rheingegend beträgt sie etwa 12°); aber die östliche Abweichung rückt von Asien immer weiter nach

W vor, und in einigen hundert Jahren wird wie im 17. Jahrhundert die Magnetnadel in unseren Gegenden wieder genau nach N zeigen.

Eine dritte wichtige Größe des Erdmagnetismus ist seine Intensität.

Verbindet man alle Punkte der Erde, die gleiche magnetische Deklination, ferner alle, die gleiche Inklination, und endlich alle, die gleiche magnetische Intensität haben, so erhält man Kurven, die als Isogonen, Isoklinen und Isodynamen bezeichnet werden. Alle diese Liniensysteme sind indes nur für mittlere Werte gültig, aus denen die täglichen und jährlichen Schwankungen ausgeschaltet sind, und ebenso nur für eine kurze Reihe von Jahren. So rücken, wie bereits bemerkt, die Isogonen jetzt in Europa beständig nach W fort.

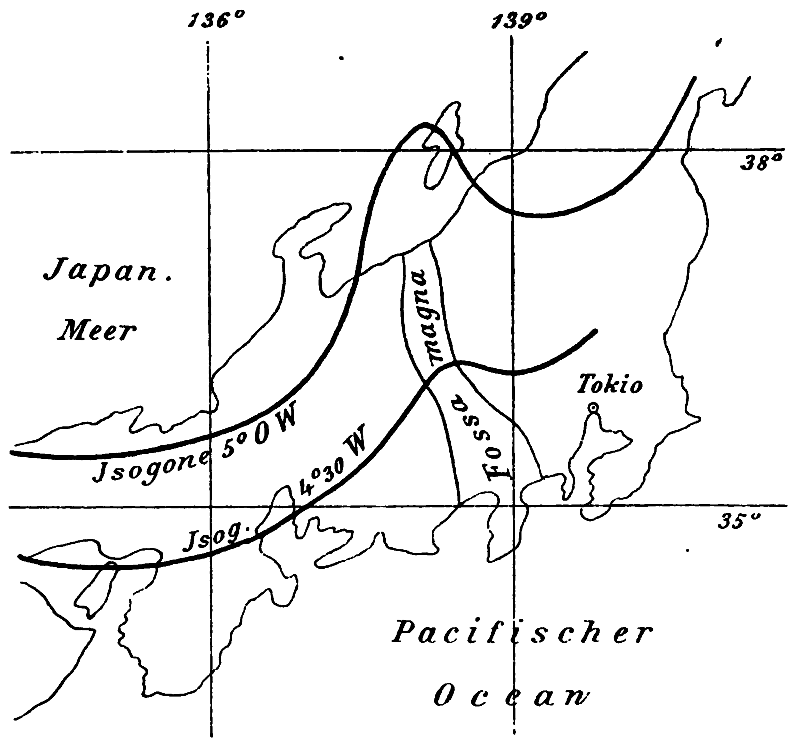


Fig. 29. Kartenskizze eines Teiles der Insel Nipon mit ihren Isogonen. Nach E. NAUMANN.

Bei diesen Veränderungen zeigt sich nun ein offenbarer Einfluß nicht allein der Bodengestaltung und der Verteilung von Wasser und Land, sondern auch des geologischen Baues auf die Gestalt der magnetischen Linien, und zwar insbesondere der Isogonen.

Die Zahl der Arbeiten, die diesen Einfluß näher verfolgt haben, ist noch gering. Für das nordöstliche Deutschland, besonders für Pommern und das Ostseegebiet hat dies W. Deecke[1]) getan. Aus seinen, ebenso wie schon aus älteren Untersuchungen ergibt sich eine unverkennbare Abhängigkeit des Verlaufs der magnetischen Kurven von der Verteilung eisenreicher Gesteine, insbesondere von Basalten und Diabasen. In anderen Fällen hängen die Störungen (Anomalien) der magnetischen Linien offenbar mit einem plötzlichen Gesteinswechsel zusammen, wie er zumal längs Bruchlinien auftritt, an welchen oft Gesteine von verschiedener Beschaffenheit und ver-

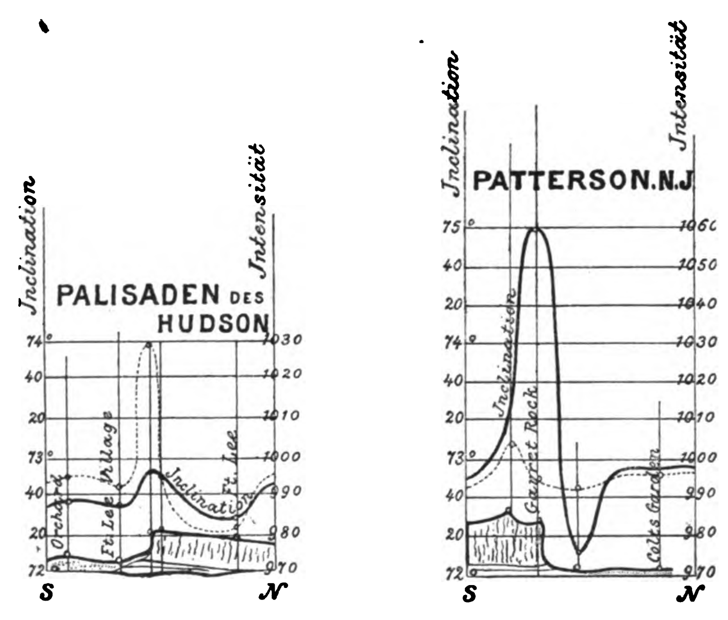


Fig. 30 u. 31. Magnetische Anomalie der Isoklinen und Profile der Palisaden des Hudsonflusses. Nach Locke. .... : Isogonen.

schiedenem Eisengehalt zusammenstoßen. Daraus erklärt sich wohl, daß die magnetischen Linien größeren Verwerfungen nicht selten in auffälliger Weise folgen.

Eines der merkwürdigsten bisher beschriebenen Beispiele für den Zusammenhang zwischen Tektonik und magnetischer Kraftwirkung betrifft die japanischen Inseln und ist uns durch E. Naumann bekannt geworden[2]). Die genannten Inseln bilden bekanntlich ein abgeschlossenes Gebiet westlicher inmitten ringsum herrschender östlicher Abweichung. Im

[1]) Deecke, Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XXII, S. 114, 1906.

[2]) Naumann, Die Erscheinungen des Erdmagnetismus in ihrer Abhängigkeit vom Bau der Erdrinde. 1887. — Vgl. auch Geol. Magaz. 1889 und Ad. Schmidt, Erdmagnetismus in Enzyklop. der mathem. Wiss. VI, 1 B, Heft 4, 1918.

allgemeinen beschreiben die Isogonen dort genau denselben Bogen wie der Inselgürtel und dessen Gebirgszüge selbst. Wo aber die Linien auf Nipon die sogenannte Fossa Magna kreuzen, eine grabenförmige, die Schichten quer durchbrechende, mit Vulkanen (darunter auch der Fusi-Yama) besetzte Senkungszone, da buchten sie sich in auffälliger Weise nach N aus (Fig. 29).

Ein anderes schon länger bekanntes Beispiel von Störungen der Isoklinen betrifft die berühmten „Palisaden" des Hudson unweit Neuyork und liegt an einer Stelle, wo die triassischen Sandsteine und das ihnen eingeschaltete mächtige Diabaslager nach O zu mit einer großen Verwerfung gegen Gneise absetzen (Fig. 30 u. 31).

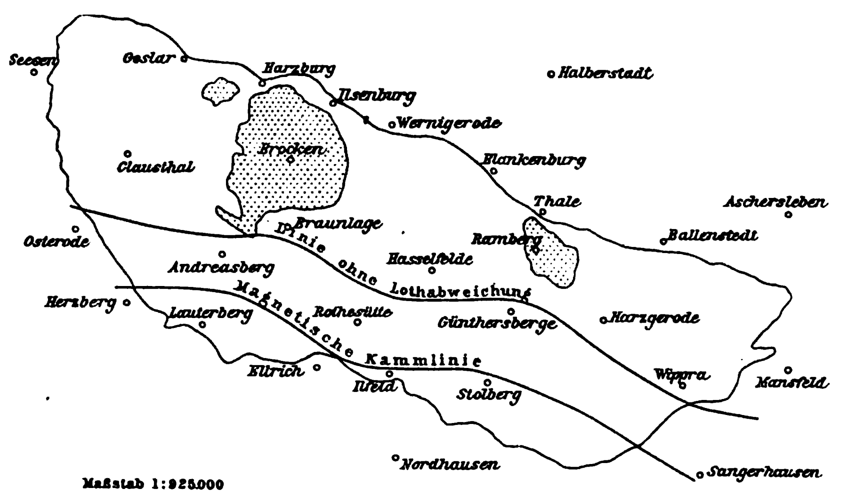


Fig. 32. Kärtchen des Harzes mit der „magnetischen Kammlinie". Nach ESCHENHAGEN. (Die punktierten Felder deuten die Verbreitung des Granits an.)

In Deutschland stellen fast alle Gebirge magnetische Störungsgebiete dar. So die Rheintalgebirge, insbesondere Schwarzwald, Vogesen und Odenwald; so weiter die Rhön, der Harz, Erz- und Fichtelgebirge, Bayrischer Wald, Lausitzer und Riesengebirge. Aber auch manche Flachlandsgebiete zeigen mehr oder weniger starke magnetische Störungen. So vor allem in sehr auffälliger Weise Ost- und Westpreußen und in deren Fortsetzung in geringerem Grade ein breiter, über Pommern und Mecklenburg nach Holstein und Schleswig reichender Streifen. Kleinere Störungsgebiete finden sich bei Aachen, in der Gegend von Dresden, im Nördlinger Ries und an anderen Stellen[1]).

[1]) Vgl. die schönen magnetischen Karten von Deutschland in der Abhandlung von K. HAUSSMANN über die magnetische Landesaufnahme des Deutschen Reichs in Peterm. Mitteil. 1913, I.

Besonders genau ist auf seine magnetischen Verhältnisse der Harz untersucht. Dabei ist dort eine magnetische Attraktions- oder Kammlinie nachgewiesen worden, die aus der Gegend von Herzberg über den Großen Knollen, Ellrich, Ilfeld und Stolberg nach Sangerhausen verläuft, mit einer Abzweigung im O von Stolberg nach Mägdesprung und Quedlinburg. Besonders bemerkenswert ist der Parallelismus dieser Kammlinie mit der früher (S. 58) erwähnten, nördlich davon gelegenen, von Osterode über Andreasberg, Hasselfelde und Günthersberge nach Wippra verlaufenden Gleichgewichtslinie der Lotabweichungen (Fig. 32). Eschenhagen, dem wir diese Feststellungen in erster Linie verdanken[1]), erblickt die Ursache sowohl der magnetischen als auch der Lotabweichungen in der Anwesenheit großer Massen von schweren eisenreichen, in der Tiefe des Gebirges im S des Brockens angehäuften Eruptivgesteinen.

Während bei den angeführten Beispielen der Zusammenhang der Anomalien mit geologischen Verhältnissen ohne weiteres einleuchtet, gibt es andere Fälle, wo die Abweichungen der magnetischen Kurven anscheinend nichts mit geologischen Tatsachen zu tun haben, sondern mit uns noch unbekannten Ursachen zusammenhängen,

Ein solcher Fall ist aus dem Gouvernement Kursk bekannt geworden, wo man auf Grund sehr auffälliger örtlicher Störungen auf das Vorhandensein von größeren Magneteisenmassen in geringer Tiefe schließen zu müssen glaubte. Tiefbohrungen ergaben aber, daß weder solche noch auch irgendwelche Eruptivgesteine vorhanden sind, sondern lediglich ungestört lagernde Kreide- und Juraschichten, die wahrscheinlich auf Devon aufruhen[2]).

Erst in jüngster Zeit ist man auf einen bedeutsamen Zusammenhang zwischen plötzlichen erdmagnetischen Störungen, sogenannten magnetischen Stürmen oder Gewittern, und Erdbeben aufmerksam geworden. Den japanischen Geologen ist schon länger bekannt, daß fast allen stärkeren Beben ihres Landes derartige „Stürme“ vorausgehen, die im Epizentralgebiet des Bebens am stärksten zu sein und etwa 30 Stunden vor Eintritt des Hauptbebens sich einzustellen pflegen. Schon J. Milne[3]) war geneigt, diese Erscheinung mit der Bewegung größerer Eruptivmassen, die gleich den meisten vulkanischen Gesteinen magnetisch wären, im Untergrunde des Schüttergebietes in Verbindung zu bringen. Ganz ähnliche Beobachtungen hat gelegentlich der südwestdeutschen Erdbeben im No-

[1]) Eschenhagen, Magnetische Untersuchungen im Harz. Forsch. z. deutschen Landes- u. Volkskunde Bd. XI, H. 1, 1898.

[2]) Nikitin, Bull. Comité géol. russe XIX, S. 22, 1900.

[3]) Milne, Seismolog. observations and earth physics. Geogr. Journ. 1903, 21, S. 17.

vember 1911 RICHARD LANG[1]) machen können. Auch in diesem Falle sind den Erderschütterungen magnetische Störungen vorausgegangen, die sich 30—56 Stunden vorher einstellten. LANG erklärt diese erdmagnetischen Stürme gleichfalls aus unterirdischen Magmabewegungen und faßt solche geradezu als Kennzeichen für alle derartigen, mit vulkanischen Vorgängen der Tiefe zusammenhängenden Intrusionsbeben auf. Wir werden später, bei Besprechung der „kryptovulkanischen" Erdbeben, auf diesen Gegenstand zurückkommen.

2. Gesteinsmagnetismus.

Er stellt eine vom Erdmagnetismus völlig verschiedene Eigenschaft der Gesteine dar, die schon im 18. Jahrhundert die Aufmerksamkeit der Naturforscher auf sich gezogen hat.

Die Gesteine wirken bald wie unmagnetische Eisenmassen: dann werden beide Pole der Magnetnadel gleichmäßig angezogen und abgelenkt; bald sind sie selber magnetisch, besitzen also Polarität: dann wird nur der eine Pol angezogen, der andere abgestoßen.

Seit alters bekannt sind die polaren Wirkungen mancher Granitklippen im Harze, wie der Schnarcher bei Elend, des Ilsesteins usw. Noch stärker sind sie an vielen Basaltbergen. So nach ZADDACH in der Eifel, nach TASCHE am Vogelsberg, nach MELLONI am Vesuv. Auch Diorite und Syenite sind gewöhnlich ziemlich kräftig magnetisch, Porphyre und Granite im allgemeinen schwächer. Im großen ganzen läßt sich aussprechen, daß fast alle Gesteine vulkanischen oder eruptiven Ursprungs mehr oder weniger magnetisch sind; und zwar steht der Magnetismus im Verhältnis zu ihrem Gehalt an Eisen, insbesondere an Magneteisen. Aus diesem Grunde sind auch die basischen eisenreichen Gesteine, besonders die Basalte, in der Regel am stärksten magnetisch.

Auch hat sich ergeben, daß der Magnetismus der Gesteine eine wesentlich an die Oberfläche gebundene, nach der Tiefe zu rasch abnehmende Erscheinung ist. Die stärksten magnetischen Wirkungen sind immer an frei aufragenden, lange der Verwitterung ausgesetzten Felsklippen zu beobachten. Es ist daher anzunehmen, daß der Gesteinsmagnetismus vielleicht atmosphärischen Ursprungs und vielfach durch Blitzschlag verursacht ist, um so mehr, als es in neuerer Zeit POCKELS gelungen ist, künstlich durch den elektrischen Funken bei den verschiedensten Gesteinen Magnetismus hervorzurufen[2]). Die Magnetisierbarkeit erwies sich auch hier im allgemeinen als abhängig von der Basizität der Gesteine, bzw. ihrem Gehalt an Magnetit.

---

[1]) LANG, Klassifikation und Periodizität der tektonischen und kryptovulkanischen Beben usw. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 35, 1913.

[2]) POCKELS, Neues Jahrb. f. Min. 1897, I, S. 66.

Sehr interessant sind die schon vor langer Zeit von MELLONI am Vesuv[1]) und später von FOLGHERAITER in der römischen Campagna[2]) ausgeführten Untersuchungen, durch die für die basaltischen Laven dieser Gebiete ein allgemein verbreiteter und gesetzmäßiger, wenn auch schwacher polarer Magnetismus festgestellt worden ist. Nach MELLONI zeigen alle vesuvischen Lavaströme, sowohl die neuesten als auch die ältesten, einen Polarmagnetismus, und zwar derart, daß in jeder mehr oder weniger senkrechten Richtung der Nordpol am unteren, der Südpol am oberen Ende liegt. Ganz ebenso verhält es sich nach FOLGHERAITER für die Basaltlaven und Tuffe bei Rom. Nach der Ansicht beider Forscher bildete sich die Polarität bei der Erstarrung der Ströme unter dem Einfluß des Erdmagnetismus aus. Versuche, die MELLONI mit glühend gemachten und dann abgekühlten Lavaprismen vornahm, ergaben ein ganz übereinstimmendes Ergebnis: immer war das beim Erkalten oben liegende Ende Südpol, das unten liegende Nordpol; und zwar erwies sich die Stärke des Magnetismus um so größer, je rascher die Abkühlung erfolgt war.

Auch in anderen Vulkangebieten, wie besonders in der Auvergne, ist an Lavaströmen vielfach Polarmagnetismus nachgewiesen worden[3]). Es scheint somit, als hätten ursprünglich alle Ergußgesteine eine polare Magnetisierung erhalten; bei den meisten aber ist sie mit der Zeit wieder geschwunden.

II. Geographischer Abschnitt.

Nachdem wir uns im vorstehenden mit den Erscheinungen der Erde als Weltkörper bekannt gemacht haben, wollen wir nunmehr die allgemeinsten Züge ihrer Oberflächenbeschaffenheit ins Auge fassen.

Ganz allgemein betrachtet, ist der Erdkörper zusammengesetzt aus einem festen Kern und zwei ihn umgebenden flüssigen Hüllen: einer tropfbar-flüssigen, der Hydrosphäre, und einer dehnbar-flüssigen, der Atmosphäre. Im Gegensatz zu den beiden Hüllen wird die uns allein genauer bekannte Rinde des Erdkernes als Lithosphäre bezeichnet.

Unter dieser, aus den leichtesten, kieselsäurereichsten Gesteinen bestehenden Oberflächenschale oder Lithosphäre liegt die schwerere,

---

[1]) Vgl. den von FÖRSTEMANN gegebenen Auszug der Arbeit in Poggend. Annalen CVI, 1859.

[2]) FOLGHERAITER, Rend. Accad. Lincei, S. III, Fasc. 4. Roma 1895.

[3]) B. BRUNHES u. P. DAVID, Compt. rend. Acad. Scienc. 137, S. 975 u. 138, S. 41, 1903 u. 1904.

basischere Barysphäre, unter dieser endlich der noch schwerere metallische Erdkern, der von manchen als Zentrosphäre unterschieden wird.

Man hat berechnet, daß die feste Erde etwa 93, die Hydrosphäre 7, die Atmosphäre 0,03 v. H. des Erdganzen ausmacht.

1. Die flüssigen Hüllen der Erde.

Die heutige gasige und die wässerige Hülle der Erde stellen vielleicht nur einen Teil des ungleich mächtigeren Gasmantels dar, der den Erdball in einer weit zurückliegenden Periode seiner Entwicklung umgab. Denn es ist anzunehmen, daß die heutigen ozeanischen Gewässer ursprünglich ganz dem Luftkreise angehört haben, und dasselbe gilt von vielen anderen Stoffen, die jetzt als wichtige Bestandteile der Mineralien am Aufbau der Lithosphäre teilnehmen, wie Kohlensäure, Schwefel, Chlor usw. Auch kann als sicher betrachtet werden, daß im Laufe der geologischen Zeit durch Hydratbildung der Erdoberfläche außerordentliche Wassermengen entzogen worden sind, die ursprünglich ganz der Atmosphäre, später dieser und der Hydrosphäre angehört haben. Danach darf man annehmen, daß die Atmosphäre ehedem eine viel beträchtlichere — nach Meinung mancher Forscher mehrere hundertmal größere — Dicke besessen hat als heutzutage. Wir haben im Mars einen Weltkörper kennen gelernt, dessen Meere nur noch von geringer Ausdehnung und Tiefe sind; im Monde einen solchen, dem Atmosphäre und Wasser und damit organisches Leben gänzlich fehlen. Man hat die Vermutung ausgesprochen, daß unsere Erde einem ähnlichen Schicksale entgegengehe.

Nach neueren Anschauungen von E. Suess[1]) wäre indes die eigentliche Quelle nicht nur der Hydrosphäre, sondern mindestens auch eines großen Teils der Atmosphäre im Innern der Erde zu suchen: beide wären abzuleiten von den mit der fortschreitenden Erstarrung des Magmas freiwerdenden Dämpfen und Gasen. Jede Eruption bringt nach Suess große Mengen von Wasserdampf, Kohlensäure und anderen Gasen an die Erdoberfläche; jede Mofette, jede Therme dient zur fortwährenden Vermehrung des Wasser- und Gasvorrates der beiden Erdhüllen und schafft damit Ersatz für die der Erdoberfläche durch chemische Vorgänge (Hydratisierung, Karbonatbildung) verlorengehenden Mengen Wasser und Kohlensäure. Danach würde also auch der Ozean mindestens zum Teil „juvenilen" Ursprungs sein, und die Wassermenge der Erde würde nicht sowohl durch Absorption abgenommen, sondern im Gegenteil sich allmählich vermehrt haben.

Atmosphäre. Im Gegensatz zu der vielfach durch Festland unterbrochenen ozeanischen Hülle umgibt die Atmosphäre den Erdball als ein

[1]) Suess, Verh. d. 74. Versamml. deutsch. Naturf. u. Ärzte zu Karlsbad 1902.

geschlossener Mantel, der infolge seiner großen Dünne und Leichtigkeit den bei weitem beweglichsten Teil des Erdkörpers darstellt. Die Dicke der Atmosphäre muß auf mehrere hundert Kilometer geschätzt werden[1]).

Selbstverständlich stellt die Atmosphäre, ebenso wie der feste Erdkörper, ein abgeplattetes Sphäroid dar.

Es ist schon lange bekannt, daß der Druck der Luft mit der Höhe rasch abnimmt. Schon in 5000 m Höhe ist er auf die Hälfte gesunken, und in 10—11 km Höhe hat man der Masse nach bereits $^3/_4$ der gesamten Atmosphäre unter sich.

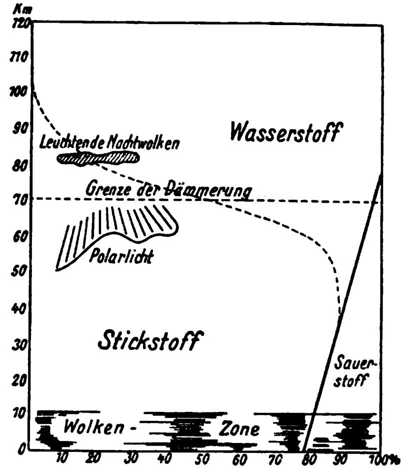


Fig. 33. Mutmaßliche Zusammensetzung der Atmosphäre.

Ebenso weiß man schon lange, daß die Lufttemperatur mit der Erhebung über die Erdoberfläche abnimmt, und zwar um $^1/_2$° C auf je 100 m. Der Hauptgrund liegt darin, daß die Luft beim Aufsteigen sich ausdehnt und daß mit dieser Ausdehnung eine Abkühlung verbunden ist. Die Erfahrungen der letzten Jahrzehnte haben aber gelehrt, daß die Temperaturabnahme nur bis 11 km Höhe stattfindet, während oberhalb dieser Grenze die Lufttemperatur bis zu gewaltigen Höhen fast unverändert — 55° C beträgt.

Diese Höhengrenze von 11 km ist für unsere Atmosphäre von außerordentlicher Bedeutung: sie scheidet nicht nur eine untere dichtere Gaszone mit nach oben abnehmender Temperatur von einer oberen dünneren Zone mit sich wesentlich gleichbleibender Temperatur, sondern es beschränken sich auch sämtliche Bewegungen der Luft sowie die Verdichtung des Wasserdampfs und damit die ganze Wolkenbildung auf die untere Zone, die T r o p o s p h ä r e der Meteorologen[2]), während in der oberhalb der Troposphäre befindlichen S t r a t o s p h ä r e statisches Gleichgewicht herrscht.

Was die c h e m i s c h e B e s c h a f f e n h e i t der Atmosphäre betrifft, so stellt sie innerhalb ihrer uns allein zugänglichen u n t e r e n T e i l e

[1]) Beweise dafür liefern das in 100—150 km Höhe stattfindende (auf Luftwiderstand und Reibungswärme zurückzuführende) E r g l ü h e n d e r M e t e o r i t e n sowie die sich in 400—500 km Höhe abspielenden obersten P o l a r l i c h t e r, die nur durch die Annahme erklärlich sind, daß selbst in dieser Höhe über der Erde noch eine Atmosphäre von genügender Dichte vorhanden ist, um gewisse Strahlen zu absorbieren.

[2]) Die Dicke der Troposphäre, die ihr Vorhandensein den durchwärmten aufsteigenden Luftströmen verdankt, ist verschieden. Sie beträgt unter den Polen nur 8, am Äquator 12 km und mehr.

bekanntlich ein Gemenge von 4 Vol. Stickstoff und 1 Vol. Sauerstoff mit kleinen, aber wechselnden Mengen von Kohlensäure, Wasserstoff und anderen Stoffen dar, unter denen Argon am wichtigsten ist.

In den höheren Teilen der Atmosphäre ändert sich sehr wahrscheinlich ihre Zusammensetzung[1]). Der berühmte Wiener Meteorologe J. HANN hat schon zu Beginn der neunziger Jahre gemutmaßt, daß der an der Erdoberfläche nur in Spuren vorhandene Wasserstoff in größeren Höhen rasch zunehme und den in der Tiefe vorherrschenden Stickstoff bald ganz verdränge. Wie unsere, die heutigen Anschauungen der Meteorologen veranschaulichende Fig. 33 zeigt, vollzieht sich diese Änderung, die Verdrängung der schweren „Stickstoffsphäre" durch die leichtere „Wasserstoffsphäre", in etwa 70 km Höhe über der Erdoberfläche[2]). Ob in noch größeren Höhen über der Wasserstoffsphäre eine weitere, aus noch leichteren Gasen bestehende Zone folgt, wie A. WEGENER[3]) vermutet, ist zweifelhaft.

Unter den Bestandteilen der Atmosphäre kommt dem Wasserdampf und der Kohlensäure dadurch eine beosndere Wichtigkeit zu, daß sie die Eigenschaft besitzen, die von der Sonne kommende Wärme frei hindurchgehen zu lassen, die von der Erde zurückgestrahlte Wärme aber zurückzuhalten oder zu absorbieren. Beide Gase wirken also wie ein Ventil, welches die Wärme ein-, aber nicht wieder hinausläßt, und tragen damit erheblich zur Temperaturerhöhung der Erdoberfläche bei.

Einer besonderen Besprechung bedarf der Kohlensäuregehalt der Atmosphäre. Ihre heutige Menge beträgt ungefähr 0,03 Volumprozent; es ist indes wahrscheinlich, daß der Gehalt der Luft an diesem Gase im Laufe der geologischen Zeit große Schwankungen erlitten hat.

Überblicken wir die Vorgänge, durch die der Atmosphäre Kohlensäure zugeführt oder entzogen wird, so ergibt sich, daß für ihre Erzeugung vulkanische Aushauchungen sowie Verwesungs- und Verbrennungsvorgänge eine

---

[1]) Vgl. A. WEGENER, Über eine neue fundamentale Schichtgrenze der Erdatmosphäre. Beitr. z. Physik d. freien Atm. III, S. 225, 1910.

[2]) Dafür spricht einmal, daß die vielbesprochenen, bei dem großen Krakatauausbruche von 1883 entstandenen, nachweislich aus allerleichtestem Aschenmaterial bestehenden leuchtenden Nachtwolken in der Höhe von 70—80 km haltmachten, offenbar weil sie gerade dort in die Region leichteren Gases gelangten; dann aber auch gewisse merkwürdige, in neuerer Zeit wiederholt — so besonders 1908 bei einer großen Dynamitexplosion an der Jungfraubahn im Berner Oberlande — beobachtete Schallerscheinungen, die kaum anders als aus der Annahme einer Totalreflexion der Schallwellen in etwa 70 km Höhe über dem Erdboden zu erklären sind (v. D. BORNE, Physik. Zeitschr. XI, S. 483, 1910).

[3]) WEGENER, Untersuchungen über die Natur der obersten Atmosphärenschichten. Physik. Zeitschr. XII, S. 170, 1911. — STONEY hält es nicht für möglich, daß Körper von der geringen Größe der Erde imstande seien, Gase von solcher Leichtigkeit und großer Molekulargeschwindigkeit dauernd festzuhalten.

Hauptrolle spielen, für ihren Verbrauch dagegen die Pflanzenwelt (die den für ihren Aufbau wichtigsten Bestandteil, den Kohlenstoff, lediglich der atmosphärischen Kohlensäure entnimmt), ferner die Entstehung von Mineralkohlen und die Karbonatbildung der Mineralien.

Darf man annehmen, daß die Zufuhr durch Verwesung und der Verbrauch durch Vegetation und Karbonatbildung einander das Gleichgewicht halten, so würden diese Vorgänge hier nicht weiter in Betracht kommen. Anders steht es mit der auf vulkanischem Wege gelieferten und der zur Entstehung der Kohlenlager erforderlichen Kohlensäuremenge. Diese können einander schon deshalb nicht die Wage halten, weil beide großen zeitlichen Schwankungen unterliegen. Was die Kohlenbildung betrifft, so sehen wir, daß Zeiten der Entstehung mächtiger und weitverbreiteter Kohlenlager — wie besonders Karbon und Miozän — mit solchen spärlicher Kohlenablagerung abwechseln; und in noch höherem Maße läßt die Lebhaftigkeit des Vulkanismus ein wiederholtes An- und Abschwellen erkennen, dergestalt, daß auf Zeiten einer allgemeinen Steigerung der eruptiven Tätigkeit — wie das Mittel- und Oberdevon, das Oberkarbon und Rotliegende und fast die gesamte Tertiärzeit — Zeiten verhältnismäßiger Ruhe — wie die Juraperiode — gefolgt sind. Da aber bei Vulkanausbrüchen ungeheure Massen von Kohlensäure ausgehaucht werden, so muß man annehmen, daß mit der wechselnden Stärke der vulkanischen Tätigkeit auch der Kohlensäurereichtum der Atmosphäre sehr gewechselt hat.

Nun würden aber nach den Mutmaßungen von ARRHENIUS[1]) größere Schwankungen im Kohlensäuregehalt der Atmosphäre nicht ohne Einfluß auf die Wärmeverhältnisse der Erde bleiben. Nach seiner Annahme sollen nämlich, wie bereits früher (S. 100) erwähnt, mit steigender Kohlensäuremenge in der Atmosphäre einerseits mehr Sonnenstrahlen absorbiert, andererseits mehr Erdstrahlen zurückgehalten werden. Infolgedessen soll eine wesentliche Anreicherung der Atmosphäre an Kohlensäure eine beträchtliche allgemeine Temperaturerhöhung der Erdoberfläche bewirken. ARRHENIUS berechnet, daß, wenn die CO_2 auf das $2^1/_2$—3fache des jetzigen Betrages stiege, die Temperatur der arktischen Regionen um 8—9° C steigen würde, während ihr Herabsinken auf 0,6—0,5 der gegenwärtigen Menge ein Sinken der Temperatur zwischen dem 40. und 50. Breitengrade um 4—5° C und damit eine Vereisung Nordamerikas und Europas bewirken würde[2]).

---

[1]) ARRHENIUS, Über den Einfluß des atmosphärischen Kohlensäuregehalts auf die Temperatur der Erdoberfläche. Bihang till Svensk. Vet. Akad. Handlingar Bd. 22, Afd. 1, 1896. — DERSELBE, On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. Philos. Mag. (5), Bd. 41, S. 237, 1896.

[2]) Zu etwas anderen Zahlen gelangt ARRHENIUS in einem späteren Aufsatze „Über die vermutliche Ursache der Klimaschwankungen". Meddel. fr. K. Vet. Akad. Nobelinstitut I, 2. Upsala 1906.

Diese Annahmen sind indes physikalisch unhaltbar. Wie nämlich zuerst ANGSTRÖM nachgewiesen hat[1]), genügt die heutige Kohlensäuremenge vollständig, um diejenigen Strahlen zu absorbieren, die überhaupt absorbiert werden können. Ein Mehr an Kohlensäure würde daher nichts nützen. Nach ANGSTRÖMS Berechnungen würde sogar $^1/_5$ der zurzeit vorhandenen Kohlensäure noch zu nahezu völliger Absorption ausreichen. Erst wenn der Kohlensäuregehalt unter $^1/_5$ seines jetzigen Betrags sänke, würde sich ein Einfluß auf das Klima geltend machen können, während eine Zunahme des Gases wirkungslos bleiben würde.

Auch neuere Arbeiten von RUBENS und LADENBURG[2]) haben die Unzulänglichkeit der ARRHENIUSschen Kohlensäurehypothese im wesentlichen nur bestätigt, indem auch sie zum Ergebnis kommen, daß selbst eine starke Verminderung des Kohlensäuregehalts der Atmosphäre von viel zu geringem Einfluß auf die Temperaturverhältnisse der Erde sein würde, um für sich allein eine Eiszeit herbeizuführen[3]).

Die allgemeine Bedeutung der Atmosphäre beruht bekanntlich einmal darauf, daß sie eine Hauptbedingung für das organische Leben bildet. Sodann darauf, daß sie Trägerin und Vermittlerin jenes oft geschilderten, nie ruhenden Kreislaufes des Wassers ist, bei dem dieses beständig als Gas in die Atmosphäre emporsteigt, um sich hier zu verdichten und wieder zur Erde zurückzukehren. Der Umstand, daß an diesem Kreislauf auch die Luftgase, besonders Sauerstoff und Kohlensäure beteiligt sind, macht seine geologischen Wirkungen um so bedeutsamer. Drittens spielen die mechanischen Bewegungen der Atmosphäre,

---

[1]) ANGSTRÖM, Über die Bedeutung des Wasserdampfs und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre. Annal. d. Phys. N. F., Bd. 3, 1900. — DERSELBE, Über die Abhängigkeit der Absorption der Gase, besonders der CO_2, von der Dichte. Övfers. Vet. Akad. Förhandl. 6, S. 371, 1901. — DERSELBE, Einige Bemerkungen zur Absorption der Erdstrahlung durch atmosphärische CO_2. Ebenda S. 381. — Vgl. auch CL. SCHÄFER, Über das ultrarote Absorptionsspektr. der CO_2. Habilit.-Schr. Breslau 1903. Dieser Forscher bemerkt treffend, daß, wie schon eine Brettdicke von 1 mm genügt, um den Durchgang von Lichtstrahlen zu verhindern, und es unnötig wäre, dazu ein meterdickes Brett zu verwenden, so auch die jetzige CO_2-Menge zur Absorption alles leistet, was die CO_2 überhaupt zu leisten vermag.

[2]) RUBENS und LADENBURG, Verh. d. Deutsch. Physik. Ges. 1905, S. 170. — Daß auch die von R. und L. berechneten Werte auf unsicherer Grundlage beruhen und noch zu günstig für die ARRHENIUSsche Theorie sind, ergibt sich aus einer neueren Dissertation über diesen Gegenstand von E. v. BAHR. Upsala 1908.

[3]) Eine etwas eingehendere, im wesentlichen auf Angaben meines Bruders HEINRICH KAYSER in Bonn gestützte kritische Beleuchtung der physikalischen Voraussetzungen der ARRHENIUSschen Theorie findet man im Zentralbl. f. Min. 1908, S. 553.

die Winde eine große Rolle. Sie sind bekanntlich eine Folge der ungleichen Erwärmung verschiedener Teile der Erdoberfläche und der dadurch hervorgerufenen Gleichgewichtsstörungen der Troposphäre, deren Ausgleich sie eben darstellen. Der Hauptvorgang ist dabei der, daß vom Äquator beständig erhitzte und dadurch leichtere Luft in die Höhe steigt, um von dort beiderseits nach den Polen abzufließen, während als Ersatz kalte schwere Polarluft nach dem Äquator strömt. Es entsteht dadurch ein atmosphärischer Kreislauf, der sich freilich im einzelnen infolge örtlicher Einflüsse und der Erdumdrehung sehr verwickelt gestaltet.

Durch Staub, Sandkörner und andere Festkörper, die die bewegte Atmosphäre mit sich führt, wird sie — wie später auszuführen sein wird — auch zu einem wichtigen Werkzeug der (äolischen) Erosion und der äolischen Auflagerung.

Die Bewegungen der Atmosphäre wirken auch auf die Bewegungen des Meeres ein.

Die geologischen Wirkungen der Atmosphäre sollen erst später, in dem der dynamischen Geologie gewidmeten Abschnitte dieses Buches behandelt werden.

Das Meer[1]). Die größten Vertiefungen der Rinde ausfüllend, nimmt die ozeanische Wasserhülle den bei weitem größten Teil der Erdoberfläche (nämlich $^5/_8$) ein, so daß die Erde für einen außerhalb ihrer im Weltenraume befindlichen Beobachter im wesentlichen als Wasserkugel erscheinen würde.

Die ozeanischen Wässer könnten sowohl durch mechanische Vorgänge als auch auf chemischem Wege leicht von der Lithosphäre aufgenommen werden und dadurch von der Erdoberfläche verschwinden. Es ist nicht unmöglich, daß dieser Fall dereinst wirklich eintreten wird.

Die Dichte des Meerwassers ist bekanntlich höher als die des süßen Wassers. Sie beträgt zwischen 0° und 15° C 1,027 und ist eine Folge der im Meer enthaltenen Salze, mit deren Zu- und Abnahme natürlich die Wasserdichte steigt und sinkt.

Im ganzen bleibt sich der Salzgehalt des Meeres sehr gleich. Er beträgt im Mittel 3,5 v. H. Die geringste Menge dürfte im offenen Weltmeere 3,2, die höchste 3,8 betragen. In der Nähe der Küsten und noch mehr in Binnenmeeren mit schwacher Verdunstung wird der Salzgehalt durch einmündende Süßwasserströme herabgedrückt. So beträgt er im Pontus nur 1,8, im Asowschen Meere nur 1,2 v. H. und nimmt auch in der Ostsee von W nach O beständig ab, so daß er östlich von Rügen sogar unter 1 v. H. herabsinkt. Umgekehrt kann der Salzgehalt in Meeresteilen mit starker Verdunstung — wie besonders im Roten Meere — über das oben-

[1]) Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. 2. Aufl., I, 1907; II, 1911. — J. Murray, The depths of the Ocean. London 1912.

genannte Höchstmaß steigen. So beträgt er im Mittelmeere stellenweise an 4 v. H.

Mit der Tiefe nimmt überall in den tropischen und gemäßigten Meeren der Salzgehalt des Wassers zu.

In betreff der chemischen Zusammensetzung des Meersalzes ist hervorzuheben, daß es ganz überwiegend aus Chlornatrium besteht, das für sich allein mehr als $^3/_4$ sämtlicher gelöster Bestandteile ausmacht. Nächstdem spielen die Chloride des Magnesiums und Kaliums sowie ein paar Sulfate eine bemerkenswerte Rolle. Dies ergibt sich aus nachstehender Analyse, die den Durchschnitt aus einer großen Zahl von Wasseruntersuchungen aus den verschiedensten Ozeanen durch FORCHHAMMER darstellt:

$NaCl$	78,32
KCl	1,69
$MgCl_2$	9,44
$MgSO_4$	6,40
$CaSO_4$	3,94
Rückstand . . .	0,21
	100,00

Im trockenen Zustande würden die Salze des Meeres eine Kugelschale von 40 m Dicke um die ganze Erde bilden. $^3/_4$ davon wären $NaCl$, fast $^1/_{10}$ $MgCl_2$, reichlich $^1/_{20}$ $MgSO_4$, etwa $^1/_{25}$ $CaSO_4$.

Außer diesen Salzen enthält das Meerwasser noch geringe Mengen verschiedener Gase. Neben den Luftgasen spielt hier freie Kohlensäure eine Hauptrolle. Ihre Menge nimmt mit steigender Temperatur rasch ab — warme Meere nehmen daher weniger, kalte mehr Kohlensäure auf. Ihre Menge selbst aber hängt ab von der Spannung des Gases. Versuche von AUG. KROGH[1]) haben gelehrt, daß schon eine geringe Steigerung des Kohlensäuredampfdrucks eine außerordentliche Zunahme der im Meerwasser absorbierten Menge dieses Gases zur Folge hat.

Nach dem genannten Forscher wäre die im Meere enthaltene Kohlensäuremenge etwa 27mal so groß wie die der Atmosphäre. Die atmosphärische Kohlensäure stellt mithin nur einen kleinen Teil der im Ozean enthaltenen dar, und dieser bildet einen ausgezeichneten Regler für den Kohlensäuregehalt der Atmosphäre.

Der Sauerstoffgehalt des Meerwassers nimmt mit der Tiefe und ebenso mit dem Sinken der Wassertemperatur zu[2]).

---

[1]) Compt. rend. Acad. Scienc. 139, II, S. 896, 1904. — Zurzeit scheint die Atmosphäre nach KROGH einen Überschuß an CO_2 zu enthalten, der aber allmählich durch Absorption vom Meere beseitigt werden wird.

[2]) MURRAY a. a. O. S. 254.

Örtlich, wie besonders im Schwarzen Meere[1]), wie in manchen norwegischen Fjorden, wie in den sogenannten toten Gründen der Kieler Bucht, an der Westküste Afrikas, an der Mündung des La-Plata-Stromes usw. tritt im Meere auch Schwefelwasserstoff auf. Er ist an trog- oder rinnenförmige Bodenvertiefungen mit schwacher Wasserbewegung und nahezu fehlender Durchlüftung gebunden. Auf dem Grunde solcher Vertiefungen wird ein dunkler, an vermodernden organischen Stoffen reicher und von zahllosen Bakterien durchsetzter Schlamm abgelagert. Teils durch die reduzierende Wirkung der sich zersetzenden Stoffe auf die Sulfate des Meerwassers, hauptsächlich aber durch die Tätigkeit der sogenannten Schwefelbakterien wird H_2S ausgeschieden[2]).

Außer den genannten Bestandteilen enthält das Meerwasser noch eine große Menge gelöster Stoffe, die ihm entweder an und für sich eigen sind oder vom Festlande her zugeführt werden. So hat man durch chemische Untersuchung teils des Meerwassers selbst, teils der Aschen von Tangen und anderen Meerespflanzen die Anwesenheit von Brom, Jod, Fluor, Silizium, Arsen, Antimon, Wismut, Silber, Kupfer, Blei, Eisen, Zink, Kobalt, Nickel, ferner von Kalzium, Barium, Strontium usw. nachgewiesen. Im ganzen ist jetzt nahezu die Hälfte sämtlicher chemischer Grundstoffe im Meerwasser aufgefunden worden, und es unterliegt keinem Zweifel, daß man auch die übrigen auffinden würde, wenn sie nicht in zu verschwindender Menge vorhanden wären, um in geringen Wassermengen mit den gewöhnlichen Reagenzien noch nachweisbar zu sein.

Auffallend ist auf den ersten Blick das nur spurenweise Vorhandensein des Kalks im Meerwasser, obwohl die Flüsse gerade dies Salz dem Meere beständig in größter Menge zuführen. Die Erklärung liegt in der fortwährenden Abscheidung des Kalziumkarbonats des Meerwassers durch organische Tätigkeit. Die zahllosen kalkausscheidenden Tiere der Küstenzone lassen die Kalksalze der einmündenden Süßwasserströme gar nicht über die Uferregion hinausgelangen, so daß das Wasser der offenen See so gut wie kalkfrei bleibt.

Überhaupt muß hervorgehoben werden, daß die Zusammensetzung des ganz vorwiegend Karbonate enthaltenden Flußwassers so sehr von der

[1]) Im Schwarzen Meere steigt nach MURRAY (Scot. Geogr. Mag. Bd. XVI, S. 673, 1900) der H_2S-Gehalt von 222 ccm auf den Liter in 370 m Tiefe auf 655 ccm in 2170 m. Nur in dem flachen Randgebiete kann daher eine Bodenfauna und -flora bestehen, während sie in der Tiefe durch das giftige Gas unmöglich gemacht wird. Ein Teil des H_2S wird als Pyrit gefällt, an dem die Sedimente des Pontus sehr reich sind. Es liegt nahe, für manche Tone und Schiefer mit verkiesten, stets mehr oder weniger kleinen Fossilien (jurassischer Ornatenton, Büdesheimer Goniatitenschiefer) eine ähnliche Entstehung anzunehmen.

[2]) Die Schwefelbakterien sind sogar imstande dem Schwefelwasserstoff den Schwefel zu entziehen und ihn in ihren Zellen abzulagern.

Zusammensetzung des ganz vorwiegend Chloride enthaltenden Meerwassers abweicht, daß es unzulässig wäre, die Beschaffenheit und Salzmenge der ozeanischen Wässer von der der festländischen ableiten zu wollen. Die Zusammensetzung des Meerwassers ist vielmehr wohl eine ursprüngliche, sein Salzgehalt also wohl schon dem Urmeere der Erde eigen gewesen. Allerdings könnten die zahlreichen, sich in den verschiedensten geologischen Formationen wiederholenden Salz- und Gipslager die Vermutung nahelegen, daß der Salzgehalt des Meeres allmählich abgenommen hat. Wir kämen dann wie schon für die Atmosphäre so auch für die Hydrosphäre zu dem Schluß, daß ihre Zusammensetzung im Laufe der geologischen Zeiten nicht unerhebliche Änderungen erlitten haben mag.

Über die Temperaturverhältnisse des Meeres sei folgendes bemerkt: Die Oberflächentemperaturen der Ozeane schwanken je nach Breite und Jahreszeit zwischen + 32° und — 3° C. Mit der Tiefe nehmen die Temperaturen zuerst rasch, dann langsamer ab. In Tiefen von

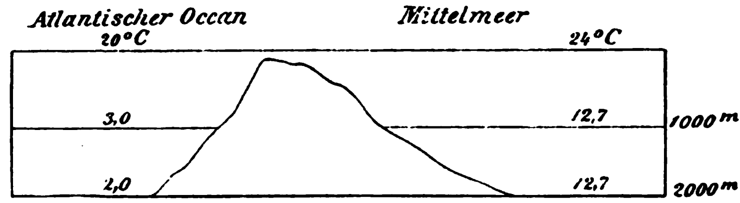


Fig. 34. Sommerliche Temperaturverhältnisse im Atlantischen Ozean und im Mittelmeere an der Barre von Gibraltar.

750—1100 m herrscht im allgemeinen die der größten Wasserdichte, d. h. + 4° C. Aber auch unterhalb dieser Tiefengrenze nimmt die Temperatur, wenn auch nur sehr langsam ab, so daß in großen Meerestiefen Bodentemperaturen zwischen + 2° und — 2° C herrschen. Solche geringen Wärmegrade sind auch unter den Tropen zu finden in Gegenden, wo die Oberflächentemperatur des Meeres nie unter 20° herabsinkt.

Diese Tatsache erklärt sich aus einer allgemeinen langsamen Bewegung des kalten schweren Polarwassers nach den niederen Breiten. In der Hauptsache muß das kalte Wasser aus dem Antarktischen Meere stammen, da alle großen Ozeane der Erde nur mit diesem in freiem Zusammenhange stehen, während das Nördliche Eismeer vom Weltmeere fast überall durch Bodenschwellen getrennt bleibt, die das Polarwasser nicht zu übersteigen vermag.

Daß diese Erklärung richtig ist, geht daraus hervor, daß solche niedrige Temperaturen nur im offenen Ozean vorkommen, aber nicht in Meeren wie dem Mittelmeere, die durch eine unterseeische Barre vom Weltmeere getrennt sind. In solchen entsprechen vielmehr die tiefsten Bodentemperaturen der niedrigsten durchschnittlichen Wintertemperatur. Ein schlagendes Bei-

spiel für dieses Verhalten bietet das Mittelmeer im Vergleich zu den benachbarten Teilen des Atlantischen Ozeans (Fig. 34).

Ganz ähnliche Verhältnisse wiederholen sich im Roten und im Ochotskischen Meere, die ebenfalls durch hoch aufragende Schwellen vom angrenzenden Ozean geschieden sind.

In geologischer Beziehung ist von größter Wichtigkeit, daß das Meer keine ruhende, sondern eine fortwährend bewegte Wassermasse darstellt, weil damit die gewaltigen zerstörenden Wirkungen zusammenhängen, welche die See an den Küsten ausübt.

Die Gründe für diese Bewegungen sind verschiedener Art. Eine erste, längst bekannte Ursache liegt in den Gezeiten, die eine Folge der anziehenden Wirkungen des Mondes und in schwächerem Maße auch der Sonne darstellen und ein regelmäßiges Fallen und Steigen der Meeresfläche veranlassen.

Eine zweite, sehr wichtige Ursache für die Bewegungen des Meeres bilden die Winde. Sie erzeugen sowohl jenes unregelmäßige Wogen, jene Wellenbewegung der Meeresoberfläche, die fast nie ganz aufhört, als auch jene stetigen, oft bis zu großen Tiefen hinabreichenden Strömungen, deren bekanntestes und ausgezeichnetstes Beispiel der Golfstrom ist. Diese teils warmen, teils kalten Meeresströme wurden früher, ähnlich wie die atmosphärischen Strömungen, als Ausgleichungen der Temperaturverschiedenheiten der Ozeane aufgefaßt; in neuerer Zeit ist man indes zu der Erkenntnis gelangt, daß es die herrschenden Winde sind, welche die großen ozeanischen Strömungen hervorbringen. Nur die breiten, ostwestlich verlaufenden sogenannten Äquatorialströme werden von einigen Forschern nach wie vor auf die Erdrotation zurückgeführt, durch welche die Wasserteilchen beständig der Drehungsrichtung entgegen, also nach W zurückgeschleudert werden sollen.

In weit geringerem Maße kommen ferner für schwächere Meeresströmungen die starke Wasserverdunstung in eingeschlossenen Meeresbecken (wie dem europäischen Mittelmeere), die durch das Einströmen großer Süßwasserströme erzeugte Bewegung und noch verschiedene andere Ursachen in Betracht. Endlich können, wie wir später sehen werden, auch Vulkanausbrüche, die von den Küsten oder vom Meeresgrunde ausgehen, das Meer in Wellenbewegung versetzen.

Ein anderer überaus wichtiger Vorgang ist der in allen Meeren unausgesetzt erfolgende Absatz von Sinkstoffen oder mit anderen Worten: die marine Sedimentbildung. Sie hat die ganze geologische Zeit über stattgefunden; und da zusammen mit unorganischen Stoffen auch Reste von Organismen abgelagert worden sind, so eröffnet das Studium der übereinanderliegenden Gesteinsschichten uns zugleich die Möglichkeit, zu einer Geschichte des Lebens im Laufe der geologischen Zeiten zu gelangen.

2. Die feste Erde.

Innerhalb der Atmosphäre und der Hydrosphäre liegt der Erdball. Nur ein kleiner Teil davon ragt über den Meeresspiegel empor und bildet das feste Land, während der größere Teil unter dem Meere gelegen ist und den Meeresgrund bildet.

Nach Krümmel umfaßt die Erdoberfläche im ganzen 510 Mill. qkm. Davon entfallen 149 auf das Festland, 30 auf den Schelf — jene merkwürdigen, unter Wasser liegenden, aber nur von ganz flachem Meere bedeckten Randteile der Festländer — und 331 auf die Tiefsee. Die Kontinentalschollen machen also heute 35 v. H. der ganzen Erdoberfläche aus.

Das allgemeine Verhältnis von Meer zu Land ist ungefähr = 2,6 : 1. Als Ganzes betrachtet erscheint daher die Erde als

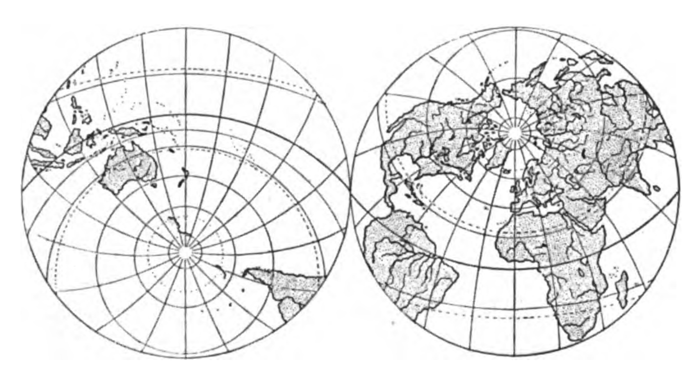


Fig. 35. Wasser- und Landhalbkugel der Erde[1]).

eine Wasserkugel, aus der mehrere größere und viele kleine Festlandstücke aufragen. Man kann aber für die allgemeine Betrachtung auch Trockenes und Ozean einander gegenüberstellen und eine überwiegende Land- und eine überwiegende Wasserhalbkugel unterscheiden. Der Mittelpunkt der Landhalbkugel würde südlich von der Westspitze Siziliens, der der Wasserhalbkugel östlich von Neuseeland liegen und die Grenze zwischen beiden durch einen größten Kreis gebildet werden, der etwa mit den pazifischen Küsten Amerikas und Asiens zusammenfällt.

Hinsichtlich der allgemeinen Anordnung von Wasser und Land macht sich sogleich der Unterschied geltend, daß der Ozean ein zwar vielfach gegliedertes, aber überall zusammenhängendes Ganzes bildet, so daß es nur ein einziges Weltmeer gibt. Das Land dagegen zerfällt in zwei große, gänzlich getrennte und voneinander unab-

[1]) In dieser aus den älteren Auflagen übernommenen Darstellung fehlt leider die Antarktis.

hängige Hauptmassen, die man als Erdfesten oder auch als die östliche oder Alte und die westliche oder Neue Welt bezeichnet.

Bei weiterer Betrachtung der Erdoberfläche fallen besonders drei Tatsachen in die Augen.

Die erste ist die sehr ungleiche Verteilung von Wasser und Land in den verschiedenen Zonen der Erde. Das Festland ist ganz überwiegend um den Nordpol herum angehäuft, das Meer dagegen um den Südpol. Von hier aus sendet das Meer drei große Ausläufer, den Pazifischen, Atlantischen und Indischen Ozean nach N aus. Diese drei Hauptäste verschmälern sich allmählich zwischen den sich zwischen sie einschiebenden Kontinenten in demselben Maße, als diese allmählich an Breite gewinnen. Erst um den Nordpol herum vereinigen sich die verschiedenen Meere noch einmal zu einer größeren Wasseransammlung, dem Arktischen Ozean.

Die zweite Tatsache betrifft die dreieckige Gestalt der Kontinente, die ihre Breitseite dem Nordpol zukehren, während sie nach S zu keilförmig auslaufen. Diese dreiseitige, sich nach S zuspitzende Gestalt tritt namentlich bei den beiden Amerika und Afrika deutlich hervor und bewirkt, daß diese Kontinente „wie nach einer Schablone gebaut“ erscheinen.

Auch Australien zeigt dieselbe, der von Afrika auffallend ähnliche Gestalt, sobald man es sich in seiner ehemaligen größeren Ausdehnung wiederhergestellt denkt, in der es im N bis nach Neuguinea und den Fidschiinseln, im O bis nach Neuseeland, im S weit über Tasmanien hinaus, vielleicht bis nach den Macquarieinseln reichte[1]).

Die gleiche Dreiecksform wiederholt sich aber auch bei vielen größeren Inseln und Halbinseln. So bei Grönland, Arabien, Ostindien, Kamtschatka, Florida u. a.

Die dritte Tatsache endlich besteht in der schon früher (S. 45) hervorgehobenen antipodalen Lage der großen Kontinente und Ozeane.

Diese drei Erscheinungen treten in so eindringlicher Weise hervor, daß es nicht wundernehmen kann, wenn man darin ein allgemeines Gestaltungsgesetz der Lithosphäre zu erblicken geglaubt hat, das darauf zurückzuführen sei, daß die erste Anlage der heutigen Kontinente und Ozeane schon in der Urzeit der Erde stattgefunden hätte.

Die mit diesen Worten ausgesprochene Lehre von der wesentlichen

[1]) Die Berechtigung dieser bereits sehr alten Vermutung (vgl. PESCHEL, Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde 1870, S. 105) ist erst kürzlich wieder von CH. SCHUCHERT (The Problem of continental fracturing and diastrophism in Oceania. Amer. Journ. of Science Vol. 42, S. 91, 1916) verteidigt worden.



Beständigkeit der Kontinente und der ozeanischen Becken hat namentlich in England und Amerika — so in A. WALLACE und J. DANA — eifrige Verfechter gefunden, während sie in Deutschland nach dem Vorgange von E. SUESS meist abgelehnt wird.

In der Tat lehrt uns die Erdgeschichte, daß die Verteilung von Wasser und Land im Laufe der Zeiten viele und große Änderungen erfahren hat[1]).

So haben die Arbeiten von E. SUESS und M. NEUMAYR dargetan, daß während des ganzen Paläozoikums und Mesozoikums und noch während des älteren Tertiärs im S von Europa und Asien ein großes intrakontinentales Meer, SUESS' Tethys vorhanden war, welches von Spanien bis zu den Molukken reichend, eine mehr oder weniger zusammenhängende Verbindung zwischen dem Atlantischen, Indischen und Pazifischen Ozean herstellte[2]). Wenn wir uns auch dieses „große zentrale Mittelmeer", wie PENCK mit Recht gesagt hat, nicht sowohl als einen Ozean, wie vielmehr als eine Reihe von hintereinanderliegenden, zeitweilig wohl auch durch breite Landbrücken unterbrochenen Teilmeeren vorzustellen haben, so bildet doch jenes Meer sicherlich einen der auffälligsten und zugleich am meisten von den heutigen Verhältnissen abweichenden Züge der Geographie der geologischen Vorzeit.

Dies ist aber nur eine von den vielen Abweichungen in der Ländergestaltung der Vergangenheit von der gegenwärtigen. So haben die zahlreichen Anklänge, welche die Tertiärfloren Westeuropas mit der tertiären und der heutigen Flora Nordamerikas zeigen, die Botaniker und Geologen schon vor längerer Zeit zu der Annahme geführt, daß während des Tertiärs eine breite Landverbindung zwischen Europa und Nordamerika bestanden haben müsse. Sie soll vermittelt worden sein durch ein ausgedehntes, erst nach jener Zeit untergesunkenes, von Irland und den Färöern über Island und Grönland reichendes Festland. Diese alte Annahme einer ehemaligen Arktis hat in neuerer Zeit eine kräftige Stütze erhalten durch die Entdeckung der alttertiären Puerco-Fauna Neumexikos und Kolorados; denn die dortigen Säuger zeigen eine so große Übereinstimmung mit den gleichaltrigen Säugern Westeuropas, daß man daraus mit großer Wahrscheinlichkeit auf einen ununterbrochenen Zusammenhang beider Kontinente zu Beginn der Tertiärperiode schließen darf.

In gleicher Weise muß man aus dem Umstande, daß im älteren Tertiär die Alte Welt noch Eukalypten und Beuteltiere, also die bezeichnendsten Formen des heutigen Australiens mit diesem Erdteile gemein hatte, schließen, daß bis dahin zwischen Asien und Australien eine feste Landverbindung bestanden hatte. Erst im jüngeren Tertiär zerriß diese Verbindung und bildete sich allmählich der große floristische und faunistische Gegensatz aus, der heute zwischen beiden Gebieten besteht.

[1]) Vgl. TH. ARLDT, Entwicklung der Kontinente und ihrer Lebewelt. Leipzig 1907.

[2]) KAYSER, Geologische Formationskunde. 5. Aufl., S. 427, 1913.

Aus diesen und vielen anderen Tatsachen, die hier angeführt werden könnten, ergibt sich mit Bestimmtheit, daß sich im Laufe der geologischen Geschichte sehr bedeutende Änderungen im Aussehen der Erdoberfläche vollzogen haben. Sie haben sicherlich nicht allein das Festland betroffen, sondern ebenso auch die Meere, die jedenfalls zum Teil geologisch junge Gebilde darstellen.

Dies gilt besonders für den Atlantischen Ozean mit seiner merkwürdigen, S-förmig gekrümmten Gestalt und den überall ungefähr gleich weit voneinander abstehenden beiderseitigen Küsten. In dieser seiner meridionalen Ausdehnung scheint er erst im Laufe der Kreide- und Tertiärzeit entstanden zu sein. Dies war bisher die übereinstimmende Überzeugung aller europäischen und amerikanischen Geologen; auch die von CH. SCHUCHERT[1]), nach dem zwar schon im Paläozoikum zeitweilig an der Stelle des jetzigen Nordatlantikums ein mehr oder weniger ausgedehntes Meer, der „Poseidon“ vorhanden war — ein Meer, das die Küsten von Nordamerika wiederholt überflutet hat —, aber noch nicht der südatlantische Ozean, der auch nach seiner Annahme erst in spätmesozoischer Zeit entstanden wäre. Erst ganz neuerdings ist K. DIENER[2]) dieser Ansicht entgegengetreten, indem er, wesentlich auf Grund paläontologischer Tatsachen, die Meinung verficht, daß auch der südatlantische Ozean bereits zur Triaszeit vorhanden war.

Was das ausgedehnteste aller irdischen Meere, den Stillen oder Pazifischen Ozean betrifft, der so groß ist, daß sämtliche Kontinente darin Platz finden würden, so schreibt man ihm seit langer Zeit nach dem Vorgange von E. SUESS ein sehr hohes, mindestens bis in das Kambrium zurückreichendes Alter zu. Allerdings hat auch diese Annahme den Widerspruch einiger Forscher erfahren. So von HUXLEY, E. HAUG und ganz neuerdings von G. STEINMANN[3]), von denen der erste in einem erst im Laufe des Tertiärs verschwundenen südpazifischen Kontinent die Urheimat sowohl der höheren Säugetiere als auch der Angiospermen suchte, die beide im Laufe der Kreideperiode in Amerika wie auch in Europa ganz unvermittelt und mit bereits stark differenzierten Typen erscheinen. Schon vor HUXLEY hatte übrigens J. DANA in den zahlreichen, im S des Stillen Ozeans auftretenden, NW—SO streichenden Parallelreihen von Koralleninseln die untergetauchten Kammlinien eines alten Festlandes erkennen zu dürfen geglaubt.

---

[1]) CH. SCHUCHERT, Paleogeography of N. America. Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. 20, S. 459. New York 1910.

[2]) K. DIENER, Die marinen Reiche der Triasperiode. Denkschr. d. Wien. Akad. Bd. 92, 1915.

[3]) STEINMANN, Geol. Rundsch. 1916. Vortr. in d. allgem. Jahresversamml. vom 8. Januar.

Wenn auf diese Weise eine ganze Reihe von Tatsachen für eine erhebliche Veränderlichkeit in der Verteilung von Wasser und Land im Laufe der geologischen Zeiten sprechen, so will es uns anderseits scheinen, daß die Vorstellung von einer gewissen und zwar ziemlich großen Beständigkeit der Kontinente doch nicht so von der Hand zu weisen sei, wie es bisher bei uns zu geschehen pflegte. Die historische Geologie lehrt uns nämlich, daß die Mehrzahl der marinen Transgressionen verhältnismäßig rasch vorübergehende Ereignisse darstellen, die die Gestalt der Kontinentalsockel nicht wesentlich beeinflußt haben. Die meisten dieser Überflutungen haben nur einzelne Teile der Festländer betroffen und auch diese nur als Flachmeere (als sogenannte „epikontinentale" Meere) überspült. Dies kann nach den eingehenden Untersuchungen von CH. SCHUCHERT[1]) namentlich auch für Nordamerika als erwiesen gelten, welches aus all den zahlreichen Überflutungen, die es bald vom Pazifikum, bald vom Poseidon, bald vom Mexikanischen Golf oder vom Arktischen Meere aus erlitten hat, immer wieder in seiner alten, ihm bis heute verbliebenen Gestalt hervorgegangen ist.

Aus diesen geringfügigen, den eigentlichen Körper der Kontinente kaum antastenden Wirkungen der marinen Transgressionen erklärt sich die auf den ersten Blick sehr auffällige Tatsache, daß unter den die Kontinente zusammensetzenden Sedimenten solche, die man nach ihrer Gesteinsbeschaffenheit und ihren organischen Einschlüssen mit Sicherheit als Tiefseebildungen ansprechen könnte, mindestens sehr selten sind. Die meisten Gesteine, die man ehedem als solche gedeutet hat, wie besonders die Schreibkreide, werden von neueren Forschern als Seichtmeergebilde betrachtet[2]). Auch die früher als tiefere Meeresablagerungen gedeuteten bunten Cephalopodenkalke verschiedener Formationen, von den alpinen Ammonitenkalken an bis zu den untersilurischen Orthocerenkalken hinab, sind keinenfalls in sehr großer Tiefe entstanden. Nur manche paläozoische, an Radiolarien und Spongienresten reiche Kiesel- und Alaunschiefer sowie die Graptolithenschiefer dürften mit einiger Wahrscheinlichkeit als Ablagerungen aus größerer Meerestiefe anzusehen sein, und als wirklich abyssische Absätze darf man wohl die jungjurassischen und kretazischen sogenannten Radiolarite (rote kalkfreie, Hornstein oder Jaspis führende Schiefer)[3]) der Alpen und anderer Gegenden[4]),

---

[1]) SCHUCHERT a. o. a. O. 1910.

[2]) CAYEUX, Annal. Soc. géol. du Nord 1897, S. 186. — Der Reichtum der Schreibkreide an Kokkolithen beweist nichts gegen ihre Flachmeerentstehung, da auch im Mittelmeere Kokkolithophoren häufig sind.

[3]) STEINMANN, Geologische Beobachtungen in den Alpen II. 1906.

[4]) Am wahrscheinlichsten ist diese Deutung für die roten radiolaritführenden triassischen, jurassischen und kretazischen Schiefer von Borneo, Timor und Rotti, in

ferner gewisse oligozäne, hauptsächlich aus pelagischen Globigerinen zusammengesetzte Kalksteine der Insel Malta sowie manche, an unsere heutigen roten Tiefseetone erinnernden Tertiärtone der westindischen Insel Barbados ansprechen[1]). Auf alle Fälle aber sind derartige Gesteine eine große Seltenheit, und darin liegt unseres Erachtens ein Beweis dafür, daß nur ganz ausnahmsweise Teile ehemaligen Tiefseebodens über den Meeresspiegel erhoben worden sind. Dies ist aber zugleich ein starker Beweis für eine verhältnismäßig beschränkte Veränderlichkeit unserer großen und tiefen Meeresbecken.

E. Haug[2]) nimmt fünf während der ganzen geologischen Zeit mehr oder weniger **beständige Kontinentalmassen** an: die nordatlantische, die sibirisch-chinesische, die afrikanisch-brasilische, die australisch-indisch-madagassische und die südpazifische.

Nach demselben Forscher hat sich Australien wahrscheinlich schon in vortertiärer Zeit vom indomadagassischen Gebiete getrennt. Vor Beginn des Miozäns trennte sich Südamerika endgültig von Afrika, ungefähr zur gleichen Zeit die Indische Halbinsel von der madagassischen Region, die Afrika angegliedert wurde. Die Verbindung zwischen Europa und Nordamerika war schon vom Oligozän an behindert und hörte im Miozän ganz auf. Die beiden Amerika vereinigten sich erst in der Pliozänzeit.

Als die wichtigsten **versunkenen Festlandsstücke** wären dagegen zu nennen die Nordatlantis oder Arktis, die Südatlantis (Verbindung zwischen Afrika und Südamerika), das ehemals Indien mit Madagaskar verbindende Gondwanaland und dazu vielleicht noch der pazifische Kontinent.

Daß auch Australien im Lauf der geologischen Zeit im N und O erheblich an Land verloren hat, ist schon oben (S. 122) hervorgehoben worden. Eine sehr wesentliche Einbuße durch Bruch und Versenkung scheint auch das antarktische Festland erlitten zu haben, das möglicherweise ehemals mit dem australisch-madagassischen, vielleicht auch mit dem pazifischen Kontinent zusammengehangen hat.

- - -

Die Formen des Festlandes lassen sich in zweifacher Hinsicht betrachten: 1. nach ihrer wagerechten Gliederung, die gegeben ist durch ihre Begrenzung durch das Meer, mit anderen Worten: ihren Umrißformen, und 2. nach ihrer Erhebung über den Meeresspiegel oder ihrer Höhengestaltung.

---

denen Molengraaff auch die für die heutigen Tiefseeablagerungen so bezeichnenden Manganknollen hat nachweisen können (Koninkl. Akad. Wetensch. Amsterdam Bd. XVIII, S. 415, 1915).

[1]) Harrison u. Jukes-Browne, Quart. Journ. Geol. Soc. London 1895, S. 313.

[2]) Haug, Bull. Soc. géol. France 3. s. XXVIII, S. 617, 1900.

a) Umrißformen des Festlandes.

Das Festland stellt sich in zwei verschiedenen Formen dar: 1. in großen zusammenhängenden Massen, den Kontinenten, und 2. in kleineren, den Inseln.

Die **Kontinente** lassen sich, wie schon früher hervorgehoben, zu einer östlichen und einer westlichen Erdfeste oder einer Alten und einer Neuen Welt zusammenfassen. Die Neue Welt oder Westfeste hat eine ausgesprochen

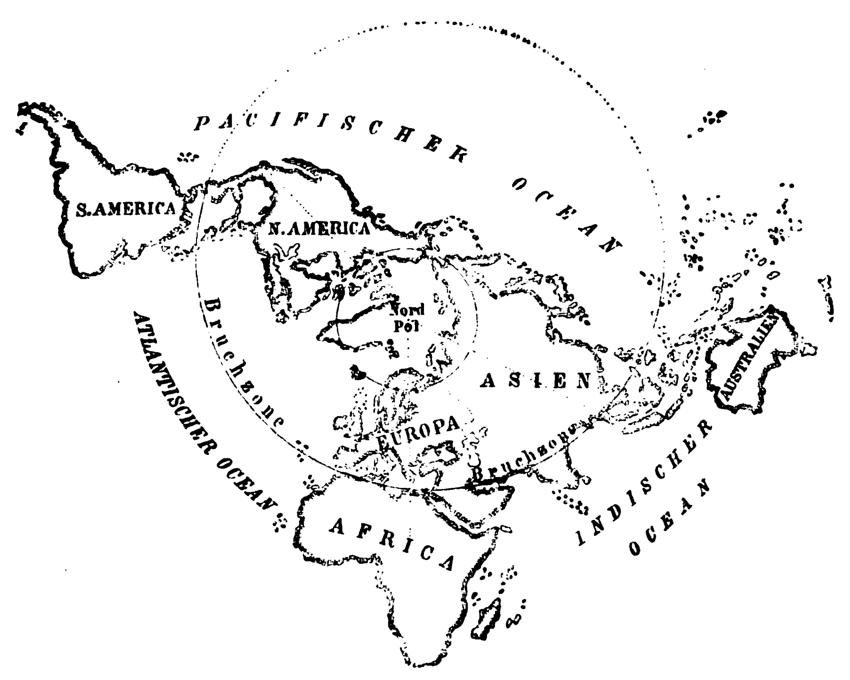


Fig. 36. Zentrale Bruchzone der Erde.

nordsüdliche, die Alte Welt oder Ostfeste dagegen eine ostwestliche, bzw. von SW nach NO gerichtete Hauptausdehnung.

Die Alte Welt zerfällt in ein großes Mittelglied, Asien, und drei umgebende randliche Erdteile: Europa, Afrika und Australien. Will man Europa nicht als besonderen Kontinent anerkennen, so faßt man es mit Asien unter dem Namen „Eurasien“ zusammen. Daß Australien trotz seiner jetzigen Trennung von Asien zur Ostfeste gehört, ergibt sich nicht nur aus den zahlreichen zwischen beiden Kontinenten liegenden Inseln, sondern auch aus seinem schon oben erwähnten früheren Zusammenhange mit Asien. Auch die Scheidung Afrikas von Europa scheint ganz jung zu sein.

Die Neue Welt besteht nur aus zwei Erdteilen, Nord- und Südamerika. Diese Trennung entspricht zwar nicht dem gewöhnlichen Brauch, nach dem beide als zu einem Kontinent gehörig betrachtet werden, ist aber mindestens ebenso gerechtfertigt wie die Unterscheidung Afrikas als eines besonderen Erdteiles gegenüber Eurasien.

Wir erhalten auf diese Weise sechs Kontinente, drei nördliche: Asien, Europa und Nordamerika, und drei südliche: Australien, Afrika und Südamerika.

Zu diesen seit langem allgemein angenommenen sechs Kontinenten kommt aber nach neueren geographischen Anschauungen noch ein siebenter: die Antarktis. Schon ihre bedeutende Größe (etwa 14 Mill. qkm), die fast das Doppelte von der Australiens und die Hälfte von der des größten Südkontinentes, von Afrika beträgt, ferner ihre allseitige Umgebung durch einen Schelf, sowie ihre wesentliche Zusammensetzung aus kristallinen Schiefern sprechen durchaus für ihre kontinentale Natur[1]).

Die Scheide zwischen den Nord- und Südkontinenten bildet eine große, über die ganze Erde verlaufende ostwestliche Bruchzone. Durch die großen Binnenmeere der Erde (das zentralamerikanische und europäische Mittelmeer und den malaiisch-australischen Archipel) hindurchgehend und einen fast ununterbrochenen Meeresgürtel darstellend, bezeichnet diese zentrale Bruchzone die Region der größten Landzersplitterung der Erde. Ihre große geologische Bedeutung ergibt sich aus der großen Zahl von tätigen und erloschenen Vulkanen, die sie trägt, sowie aus der Häufigkeit und Stärke der Erdbeben, von denen sie betroffen wird. Der fragliche Gürtel stellt mithin eine Zone dar, in der der Gleichgewichtszustand der Kruste noch jetzt beständige Störungen erleidet.

Nach der Ansicht von L. Green (vgl. S. 44) wäre die Mittelmeerzone die Folge einer Torsion der beiden Erdhalbkugeln gegeneinander[2]). Daraus soll sich die Tatsache erklären, daß die Südkontinente gegen die nördlichen nach O verschoben erscheinen. Bei Südamerika und Australien (im Verhältnis zu Nordamerika und Asien) ist diese Drehung ohne weiteres ersichtlich; aber auch bei Afrika würde sie sofort zutage treten, wenn man Europa durch die früher damit zusammenhängende Arktis (siehe S. 123) ergänzt und damit seinen Schwerpunkt um ein Stück nach W verrückt.

Eine auffällige Erscheinung bilden die sogenannten **geographischen Homologien**[3]). Man versteht darunter die Tatsache, daß benachbarte Inseln und Kontinente oft eine überraschende Übereinstimmung im Verlauf ihrer

[1]) Vgl. v. Drygalski, Sitzungsber. Bayr. Akad. Wiss. 1919, I, S. 2.

[2]) Nach Prinz wäre die Drehung um eine Achse erfolgt, deren Nordpol in der Beringstraße lag.

[3]) Peschel, Neue Probleme zur vergleichenden Erdkunde. 1. Aufl., S. 62, 1870.

Küstenlinien erkennen lassen. Ein besonders merkwürdiges Beispiel dafür bieten die in ihrem Umrisse dem Buchstaben K ähnlichen Küsten der beiden südostasiatischen Inseln Celebes und Gilolo[1]).

Ebenso gehört hierher der Parallelismus, den die gegenüberliegenden Küsten von Nord- und Südamerika einerseits und von Europa und Afrika anderseits zeigen; er ist um so bemerkenswerter, als auch der sich in der Mitte des Nordatlantikums erhebende, von den Färöern bis Tristan da Cunha und Diego Alvarez reichende, durch die Azoren und Ascension hindurchgehende untermeerische Rücken, die „mittelatlantische Bodenschwelle“, einen parallelen Verlauf hat[2]) (vgl. Fig. 41, S. 141).

Die Gründe für diese vielbesprochene Übereinstimmung, zu der auch die erwähnte häufige Wiederkehr der Dreiecksgestalt bei Kontinenten und Inseln gehört, können wohl nur in dem den Geologen schon lange geläufigen Parallelismus benachbarter Bruch- und Verwerfungsspalten gesucht werden. Treten gleichzeitig mehrere Systeme paralleler Bruchlinien nebeneinander auf, so können dadurch leicht Homologien der genannten Art entstehen.

Diese Deutung der geographischen Homologien hat sehr an Wahrscheinlichkeit gewonnen durch die neuesten Auffindungen W. Deeckes[3]), nach denen der Verlauf der Küsten überall überraschende Gesetzmäßigkeiten zeigt. Nicht nur die Winkel der Küstenknicke, ihre (30, 60, 90, 120, 150 und 180^0 betragenden) Aus- und Einsprünge stimmen auf der ganzen Erde überein, sondern es fallen auch allenthalben die Küstenlinien mit größten Kreisen zusammen, deren Verlauf einer der drei Hauptrichtungen für Falten- und Bruchbildung, nämlich der varistischen, herzynischen oder rheinischen (NO, NW, S—N) entspricht. Auch die Verteilung der Vulkane steht mit diesen Kreisen in engstem Zusammenhang[4]). Nach Deecke liegt den in Rede stehenden Kreisen ein uraltes, schon bei der ersten Erstarrung des Erdkörpers herausgebildetes und bis zu großer Tiefe hinabreichendes

[1]) Die eigenartige Gestalt von Celebes mit seinen vier langen fingerförmigen Armen ist trotz zahlreicher neuerer Untersuchungen noch nicht genügend erklärt. Frühere Forscher (die Brüder Sarazin, E. Suess u. a.) deuteten die Inselarme als Ketten eines jungen Faltungsgebirges; in Wirklichkeit handelt es sich aber um die letzten Reste eines alten Rumpfgebirges mit NW streichenden Falten, die als schmale Horste zwischen tiefen Einbruchsbecken stehen geblieben (oder zum Teil emporgepreßt?) worden sind. Vgl. Joh. Ahlburg (Versuch einer geologischen Darstellung von Celebes. Geol. und paläontol. Abh., N. F., Bd. 12, H. 1, 1913), der die merkwürdige Inselgestalt aus zwei Bruchsystemen, einem meridionalen und einem äquatorialen erklärt.

[2]) Auf die ganz abweichende Erklärung, die in neuester Zeit A. Wegener für den Parallelismus der atlantischen Küsten gegeben hat, kann erst später eingegangen werden. Vgl. seine Theorie großer horizontaler Schollenverschiebungen im Abschnitte über Gebirgsbildung.

[3]) Deecke, Ein Grundgesetz der Gebirgsbildung? N. Jahrb. Min. 1908, S. 119.

[4]) Derselbe, Ebenda 1908, II, S. 32.

Kontraktions- oder Spaltensystem zugrunde, das sich bei allen späteren Dislokationen fühlbar gemacht hat und es noch jetzt tut.

Eine andere, bei Betrachtung des Verlaufes der Küstenlinien sich ergebende Verschiedenheit betrifft die Stärke der Küstengliederung. K. Ritter hat zuerst vom Unterschiede „geschlossener und gegliederter Konturformen“ der Länder gesprochen und die Größe der Gliederung durch das Verhältnis der Küstenlänge zu dem Flächeninhalt des Landes ausgedrückt. Man nimmt gewöhnlich an, daß dies Verhältnis für die verschiedenen Kontinente folgendes ist:

Nördliche Kontinente	Europa	1 : 37	Südliche Kontinente	Afrika	1 : 152
	Nordamerika	1 : 56		Südamerika	1 : 94
	Asien	1 : 105		Australien	1 : 73

Wichtiger sind für uns die Unterschiede in der Küstengestaltung, die E. Suess mit den Ausdrücken pazifischer und atlantischer Küstentypus bezeichnet hat[1]). Beim pazifischen Typus fällt die Richtung der Küste mit der des an sie herantretenden Faltengebirges zusammen. Die Küste erscheint bedingt durch die Streichrichtung des Gebirges; sie stellt nur dessen Rand oder Abbruch dar. Dies Verhalten beobachtet man an der ganzen Umrandung des Stillen Ozeans; außerdem kehrt es wieder an einigen Küstenstrecken des Mittelländischen Meeres (Italien, Dalmatien, Griechenland), im Malaiischen Archipel, an der Ostküste Australiens und anderweitig. Dem atlantischen Typus dagegen fehlt ein derartiger Zusammenhang zwischen Küstenrichtung und Küstengebirge, vielmehr stoßen hier die Gebirge oft unter großem Winkel gegen die Küste. Dies Verhalten findet sich besonders an den europäischen, afrikanischen, amerikanischen und grönländischen Küsten des Atlantischen Ozeans, außerdem an der Ostküste Afrikas, an der Westküste Australiens usw.[2]).

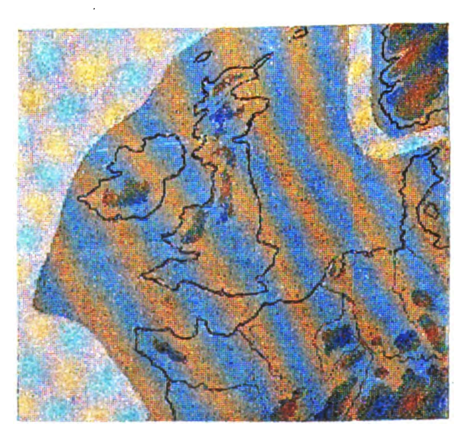


Fig. 37. Kärtchen des die Britischen Inseln mit dem Kontinent verbindenden Schelfplateaus.

[1]) Suess, Antlitz der Erde II, S. 256.

[2]) Beachtenswert ist, daß an Küsten von atlantischem Typus statisches Gleichgewicht herrscht, während solches an Küsten von pazifischem Typus noch nicht erreicht ist (O. Meissner, Veröffentl. preuß. geodät. Inst., N. F., Nr. 77, Potsdam 1919). Damit stimmt gut überein, daß Erdbeben und Vulkanausbrüche beim pazifischen Typus häufig sind, während sie dem atlantischen fehlen.

Es ist übrigens hervorzuheben, daß die jetzigen Küstenlinien keineswegs überall mit den wirklichen Kontinentalrändern zusammenfallen. Ein Beispiel dafür bieten die britischen Inseln. Sie liegen auf einem untermeerischen Plateau, das sich nicht nur über den Kanal, sondern auch über den größten Teil der Nordsee ausdehnt. Eine Hebung des Meeresbodens um einige fünfzig Meter würde genügen, um Großbritannien mit dem europäischen Festlande zu vereinigen. Dieses untermeerische Plateau zieht sich als ein verhältnismäßig breiter Streifen auch an der Westküste Irlands hin. Erst mehrere Meilen im W der jetzigen Küstenlinie senkt sich der Meeresboden rasch zu großen ozeanischen Tiefen, und erst hier liegt der wahre Rand des europäischen Kontinents (Fig. 37).

Ebenso verhält es sich an der Ostküste Nordamerikas. Auch sie wird von einem breiten Flachmeergürtel umgeben, in dessen Bereich die bekannte Neufundlandbank fällt. Erst im O dieses Gürtels sinkt der Meeresgrund zu

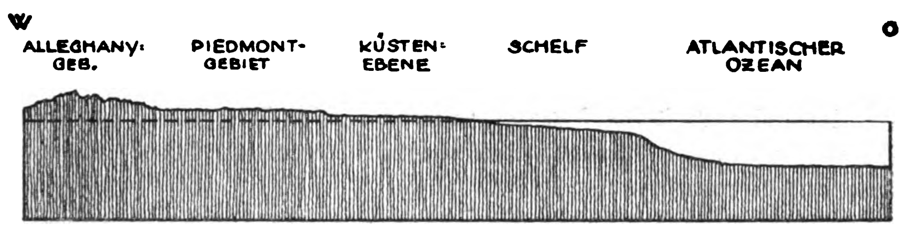


Fig. 38. Durchschnitt durch das Gebiet zwischen den Alleghanies und dem Atlantischen Ozean (ungefähr in 40° n. Br.) zur Veranschaulichung des dem Festlande vorgelagerten Schelfs.

großen Tiefen ab, und erst hier haben wir den wirklichen Rand Amerikas zu suchen (Fig. 38).

Fast an allen Festlandsküsten kehrt eine derartige, in geringer Tiefe liegende untermeerische Plattform wieder. Sie ist bald breiter, bald schmäler, fehlt aber kaum irgendwo ganz. Ihre Oberfläche ist, wie bei den Tiefebenen des Festlandes, immer mehr oder weniger eben. Die Engländer bezeichnen diesen die Kontinentalsockel gesimsartig umgebenden Flachmeergürtel schon lange als „shelf“, und Krümmel[1]) hat diesen Ausdruck auch in die deutsche Literatur übernommen. Der **Schelf** stellt noch ein Zubehör des Kontinentes dar; erst an seinem Außenrande liegt die wirkliche Grenze des Festlandes gegen den Ozean.

Mitunter dehnen sich die Schelfe über ganze Binnenmeere aus. So ist die Ostsee nur eine Fortsetzung des oben erwähnten Nordseeschelfs. Weitere Beispiele sind das zwischen Nowaja Semlja und Sibirien liegende Karische Meer, die Hudsonbai, das Beringmeer, das sich zwischen Neuguinea und Australien ausdehnende Flachmeer usw. Die meisten Schelfe liegen nur

[1]) Krümmel, Ozeanographie 1907, 2. Aufl., I, S. 104.

50—200 m unter dem Meeresspiegel. Nur ausnahmsweise, wie bei Teilen des zwischen Island und den Färöern und des zwischen Spitzbergen und Norwegen liegenden Schelfs, kommen Tiefen von 500 m vor.

Die Entstehung der Schelfe ist noch unsicher. Manche halten sie für Aufschüttungen von der Küste aus. Andere meinen, daß sie durch marine Brandungswirkung aus den Festlandssockeln herausgearbeitet seien, wogegen indes schon der Umstand spricht, daß die abhobelnden Wirkungen des Meeres nicht so tief hinabreichen. Manche Schelfe sind gleich dem der Nordsee nichts anderes als alte, unter den Meeresspiegel versenkte Landoberflächen, und diese Erklärung mag noch für viele andere Schelfe zutreffen. KRÜMMEL hielt es für das Wahrscheinlichste, daß die Schelfe infolge tektonischer Vorgänge abgesunkene Randteile der Kontinente darstellen, was uns aber wenig glaubhaft erscheinen will[1]).

Bei den **Inseln** kommen nicht allein ihre Form und Größe, sondern auch die Art ihres Auftretens und ihre Entfernung von den Kontinenten in Betracht.

Nach dem Auftreten hat man zu unterscheiden Einzelinseln und Inselsysteme Diese letzten werden wiederum in Inselketten und Inselgruppen getrennt.

Rücksichtlich der Stellung der Inseln zu den Kontinenten unterscheidet man Gestade- oder Küsteninseln und ozeanische Inseln. Die Gestadeinseln liegen dem Festlande so nahe und erweisen sich ihm geologisch so verwandt, daß man sie nur als abgerissene Landstücke zu betrachten hat (Großbritannien im Verhältnis zu Europa, Neuguinea in dem zu Australien usw.). Die ozeanischen Inseln dagegen treten in großer Entfernung vom Lande auf und stehen zu diesem in keiner unmittelbaren Beziehung. Man kann sie wiederum zerlegen in: 1. vulkanische Inseln, die teils als Ketten inmitten des Meeres auftreten (Hawaii-Inseln, Ladronen usw.), teils unregelmäßige Gruppen bilden (Azoren, Kanaren) und immer vulkanischen Ursprungs sind, und 2. Koralleninseln, kleinere niedrige Inseln, die ihre Entstehung der Tätigkeit von Riffkorallen verdanken (vgl. Dynamische Geologie, Wirkungen der Organismen).

Höhengestaltung (Reliefformen) des Landes.

Den Ausgangspunkt für die Betrachtung der Reliefformen des Landes bildet der Meeresspiegel. Das ganze System unserer geographischen

[1]) Angesichts solcher Bilder wie Fig. 38 ist es kaum möglich sich des Eindrucks zu erwehren, daß der Schelf mit einer kontinentalen Senkung zusammenhänge; und zwar um so mehr, als auch die zahlreichen ertrunkenen Flußtäler der nordamerikanischen Küste unmittelbar auf eine solche hinweisen (vgl. DACQUÉ, Palaeogeographie S. 48, 1915).



Höhen- und Tiefenbestimmungen bezieht sich auf das Meeresniveau. Um so wichtiger ist, daß die neueren Präzisionsnivellements mit aller Sicherheit ergeben haben, daß die Höhenunterschiede der Meere in der Umgebung Europas lange nicht so beträchtlich sind, als man ehedem annahm. Sie betragen keinesfalls mehr als wenige Zehntel eines Meters[1]).

Die Erhebung eines Punktes über den Meeresspiegel bezeichnet man als seine absolute Höhe (Seehöhe), seine Erhebung über ein anderes Niveau, gewöhnlich das seiner Umgebung, als seine relative Höhe (Eigenhöhe). Die größte bekannte absolute Höhe erreicht der Gaurisankar im Himalaya mit 8840 m; dagegen findet sich die größte absolute Tiefe des Landes (etwa 800 m) im Toten Meere[2]).

Ein sehr wichtiges Verhältnis für das Relief eines Landstriches ist seine mittlere Höhe, d. h. die Höhe, welche er in seiner ganzen Ausdehnung haben würde, wenn man seine Masse gleichmäßig über seine Grundfläche verteilte. Der erste Versuch, die Mittelhöhe ganzer Kontinente zu berechnen, rührt von HUMBOLDT her; neuere sind von LEIPOLDT, KRÜMMEL, DE LAPPARENT, PENCK, HEIDERICH u. a. gemacht worden. Nach dem Letztgenannten beträgt die mittlere Landhöhe für

Europa	375 m	Australien	470 m
Asien	920 „	Nordamerika	830 „
Afrika	620—670 „	Südamerika	760 „

Nach General v. TILLO wäre die Mittelhöhe der nördlichen Erdhalbkugel 713, die der südlichen 634, die der ganzen Erde 693, also rund 700 m. Nachdem sich aber in neuester Zeit die Mittelhöhe der Antarktis als sehr viel höher als bisher angenommen erwiesen hat — MEINARDUS hat sie zu 2000 m berechnet[3]) —, erhebt sich die Mittelhöhe der gesamten Landoberfläche auf 825 m.

Nach ihrer Seehöhe unterscheidet man Hoch- und Tiefland und als Zwischenglied mitunter noch Mittelland. Nach RICHTHOFEN wären die gegenseitigen Grenzen von Tief-, Mittel- und Hochland in jedem Kontinentalraum da zu suchen, wo von einer ausgedehnten tieferen Stufe ein

[1]) Das Mittelwasser von Amsterdam und Triest ist nur um 3 cm, das von Marseille und Cherbourg nur um 5 cm verschieden. Die größten Abweichungen vom Meeresstande bei Marseille zeigen St. Jean de Luz (Atlantischer Ozean) mit + 15 und Ostende mit — 16 cm (GÜNTHER, Geophysik I, S. 229).

[2]) Für den Geologen ist die Eigenhöhe oft viel wichtiger als die Seehöhe, weil sie einen viel besseren Maßstab für die wahre Bedeutung eines Berges oder Gebirges abgibt. So erheben sich die großen Vulkane der Hawaii-Inseln kaum bis zu Montblanchöhe; sie bauen sich aber aus einem 4000 m tiefen Meere auf und sind daher mit 8000 m Eigenhöhe viel bedeutender als manche mexikanische und andere Vulkane, die zwar eine erheblich größere Seehöhe erreichen, aber einem Hochlande aufgesetzt sind.

[3]) MEINARDUS, Peterm. Mitteil. 1905, S. 355.

rascher Übergang zu einer höheren, ebenfalls weit ausgedehnten Stufe stattfindet.

Die *Tiefländer* oder *Niederungen* sind tiefliegende und zugleich mehr oder weniger flache Landstriche. Man kann sie wieder in *Küsten-* oder *Randtiefländer* und *kontinentale* oder *Binnentiefländer* trennen. Jene umsäumen die Kontinente meist als langgestreckte schmale, vollkommen ebene Gebiete (lombardische, Garonne-, Indusebene, atlantisches Küstengebiet der Vereinigten Staaten usw.), während die kontinentalen Tiefländer als breite flachwellige Flächen oft durch ganze Festländer hindurchziehen (sarmatische, turanisch-sibirische Ebene, das große, von der Mississippimündung bis zur Hudsonbai reichende Tiefland Nordamerikas usw.). In geologischer Hinsicht stellen die Küstentiefländer Gebiete dar, die noch in jüngerer Zeit Meeresboden waren. Für die kontinentalen Tiefländer trifft dies nur teilweise zu; aber auch sie pflegen mit einer mehr oder minder mächtigen Lage von Gesteinsschutt (Lehm, Sand, Schotter) bedeckt zu sein.

Das *Hochland* zerfällt, je nachdem seine Oberfläche auf weite Erstreckung flach ist oder größere Erhebungen besitzt, in *Hochebenen* und *Gebirgsland* (Berge und Gebirge)[1]).

Die *Hochebenen* stellen ausgedehnte, mehr oder weniger ebene Landstriche von mindestens 300 m, nicht selten aber weit größerer Mittelhöhe dar. Sie lassen sich wiederum in *eigentliche Hochebenen* und *Tafelländer* einteilen.

Die *eigentlichen Hochebenen* sind meist von Gebirgen umgeben und stellen, gleich den Küstenniederungen, erst in jüngerer Zeit trockengelegte, aus lockeren Gesteinen bestehende Böden früherer Salz- oder Süßwasserbecken dar. Beispiele sind die schweizerisch-süddeutsche Hochebene mit 400—600 m Mittelhöhe, die einerseits von den Alpen und anderseits vom Juragebirge, der Rauhen Alb und dem Böhmerwalde eingeschlossen wird; ferner die zwischen dem Felsengebirge und der kalifornischen Sierra Nevada gelegene Hochebene des Großen Salzsees mit etwa 1500 m Mittelhöhe sowie die tibetanische, die zwischen Himalaya und Kwenlun liegend, 3000—4000 m Mittelhöhe erreicht.

Die *Tafelländer* oder *Platten* dagegen sind ausgedehnte, sich oft auf einer Seite an ein Gebirge anschließende, auf der anderen in Stufen oder auch unvermittelt zum Tiefland abfallende Landstriche, die aus hori-

---

[1]) Daraus würde sich folgende Übersicht über die Hauptunterschiede in der Geländegestaltung des Festlandes ergeben:

Tiefland	Hochland	
Küsten- und Binnentiefländer.	Hochebenen	Gebirgsland
	Tafelländer, eigentl. Hochebenen.	Hügel, Berge, Gebirge.

zontalen oder flach geneigten Schichtensystemen sedimentären oder eruptiven Ursprungs bestehen. Ist die Tafel horizontal, so verlaufen die Täler unregelmäßig nach allen Richtungen, ist sie geneigt, so verlaufen sie nach einer Seite. Als Beispiele von Tafelländern, die aus Sedimentgesteinen aufgebaut sind, seien genannt das arabische und das iranische Hochplateau, die libysche Wüstenplatte, das Tafelland des Kolorados im westlichen Nordamerika u. a. m. Beispiele von Hochplatten, die aus flachgelagerten Eruptivdecken bestehen, bilden die Basaltdecken der Rhön und des Westerwaldes; ferner die sehr viel ausgedehntere Basalttafel Islands, das dekhanische Trappplateau und die Basaltplatten im W und NW der Vereinigten Staaten.

Als Hügel bezeichnet man bekanntlich vereinzelte niedrigere, als Berge ebensolche höhere Bodenerhebungen; als Gebirge endlich solche von bedeutenderer Ausdehnung und reicherer Gliederung.

Nach der Höhe pflegt man Nieder-, Mittel- und Hochgebirge zu unterscheiden. Wichtiger ist die Einteilung in Vulkan-, Tafel-, Ketten- und Rumpfgebirge. Indem wir uns eingehendere Mitteilungen über diesen Gegenstand für das Kapitel über Gebirgsbildung versparen, bemerken wir hier über die genannten Typen nur das folgende:

Die vulkanischen oder Ausbruchsgebirge bestehen aus einer Aneinanderreihung neuerer oder älterer Kegelberge vulkanischen Ursprungs. Beispiele für neuere Vulkangebirge liefern die Eifel, die Auvergne, die Phlegräischen Felder bei Neapel; für ältere das Siebengebirge, der Habichtswald bei Kassel, das böhmische Mittelgebirge.

Die Tafel- oder auch Schollengebirge stellen meist kleinere tafel-, block- oder pfeilerförmige, aus nahezu horizontal gelagerten Schichtgesteinen aufgebaute, an den Rändern meist durch Bruchlinien begrenzte Gebirge dar. Sie stehen den Tafelländern nahe und unterscheiden sich von ihnen im wesentlichen nur durch geringere Ausdehnung. Beispiele sind das sächsische Elbsandsteingebirge, die Schwäbische Alb u. a. m.

Die Ketten- oder Kammgebirge bestehen aus einer Anzahl weit fortsetzender paralleler, durch Längstäler getrennter Ketten, die ihre Entstehung der Schichtenfaltung verdanken, weshalb sie auch als Faltengebirge bezeichnet werden. Diese Gebirge sind fast alle von jugendlichem Alter. Es gehören hierher alle hohen Gebirge der Jetztzeit: Alpen, Karpathen, Pyrenäen, Atlas, Himalaya, Anden usw.

Die Rumpfgebirge endlich, die früher meist als Massengebirge oder Massive bezeichnet wurden, besitzen eine mehr oder weniger rundliche Gestalt ohne die ausgesprochene Längsausdehnung und ohne die ausgesprochenen Längstäler der Kettengebirge. Sie bestehen aus archäischen oder paläozoischen Gesteinen, die ähnlich, aber meist noch stärker gefaltet und zusammengeschoben sind als die Schichten der Kettengebirge. Ihre Höhe ist meist gering, ihre Oberfläche in der Regel plateauartig. Es ist dies

eine Folge ihres beträchtlichen Alters und der damit zusammenhängenden starken Abtragung, die ihre ursprüngliche Form mehr oder weniger verwischte. In vielen Fällen sind die Rumpfgebirge nur als letzte geringfügige Überbleibsel ehemaliger großer Faltengebirge anzusehen. Beispiele sind die Mehrzahl unserer deutschen Mittelgebirge: Harz, Erzgebirge, Fichtelgebirge, Böhmerwald, Rheinisches Schiefergebirge usw., ferner das französische Zentralplateau, das Massiv der Bretagne, die große skandinavische Urgebirgsmasse usw.

Die Gliederung der Gebirge wird hauptsächlich bedingt durch die Täler, die in ihrer jetzigen Gestalt und Tiefe ein Werk des strömenden Wassers sind. Wir verschieben alle weiteren Mitteilungen über sie auf eine spätere Gelegenheit und wenden uns der Betrachtung der Landgesenke oder Depressionen des Festlandes zu. Es sind eine ganze Reihe solcher, obwohl dem Festlande angehöriger, so doch unter dem

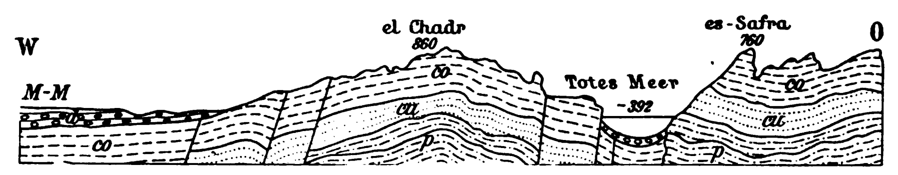


Fig. 39. Querschnitt durch das Südpalästiner Gebirge vom Mittelmeer über das Tote Meer nach dem Belkapplateau. Nach M. Blanckenhorn[1]).
d Diluvium, *co* Kalke der oberen Kreide, *cu* untere Kreide (nubischer Sandstein), *p* Paläozoikum.

Meeresspiegel liegender Gebiete bekannt. Eines befindet sich in der Wüste Sahara in der Nähe der Oase des Jupiter Ammon. Die Tiefe dieser Senke beträgt nur 20—30 m, ihr Umfang etwa 1000 qkm. Eine andere Depression, die der Aradj-Oase, erreicht 75 m Tiefe.

Das ausgedehnteste Landgesenke ist dasjenige, in welches der Kaspisee hineinfällt, dessen Spiegel 26 m unter dem Pontus liegt. Es umfaßt eine Gesamtfläche von über 700 000 qkm.

Eine der größten bekannten Depressionen ist die, der das 180 km lange Stück des Jordantales vom Tiberiassee bis zum Toten Meere angehört (Fig. 39). Der Tiberiassee liegt 208 m, das Tote Meer sogar 394 m unter dem Meere. Da der Boden des Toten Meeres an einigen Stellen gegen 400 m tief ist, so würden diese Punkte etwa 800 m unter das Meeresniveau hinabreichen[2]). Es ist sehr bemerkenswert, daß diese merkwürdige, übrigens erst im vorigen

[1]) Blanckenhorn im Handbuch der regionalen Geologie von Steinmann und Wilckens, Bd. V, 4, S. 88: Syrien, Arabien und Mesopotamien. Heidelberg 1914.

[2]) Diese tiefe Furche wird, wie es scheint, noch übertroffen durch die des Tanganjikasees in Ostafrika (siehe Anm. 4 auf folgender Seite).

Jahrhundert entdeckte Depression mit einem großen Grabenbruch zusammenhängt, der seinerseits nur ein Stück einer noch größeren, im S bis an den Meerbusen von Akaba (einem Ausläufer des Roten Meeres) fortsetzenden, über 400 km langen Versenkungszone darstellt[1]).

Auch ein anderes, erst in neuerer Zeit von russischen Gelehrten nachgewiesenes Depressionsgebiet, die Pri-Tienschansche oder Ljuktschunsche Senke, stellt nach E. Suess einen langen schmalen Grabenbruch dar[2]). Im N durch 3000—5000 m hohe Ketten, im S durch den Tschol-Tag, einen O—W streichenden Ast des Tien-Schan begrenzt, ist dieses mehr als 100 m erreichende Gesenke durch seine Lage inmitten der gewaltigsten Hochgebirgszüge sehr bemerkenswert[3]).

Übrigens reicht auch der Boden mancher Landseen, wie der oberitalienischen (Comer See, 409 m tief), des Baikalsees (971 m), des Kaspisees (1158 m) und des Tanganjika (Höhenlage 750 m, Tiefe bis über 1700 m)[4]) erheblich unter den Meeresspiegel hinab.

c) Gestaltung des Meeresgrundes[5]).

Die Beschaffenheit des Meeresgrundes ist uns erst in den letzten 50 Jahren genauer bekannt geworden. Man verdankt dies teils den Untersuchungen, die zum Zwecke der Kabelverbindung der verschiedenen Kontinente ausgeführt wurden, teils den von verschiedenen Staaten veranstalteten Expeditionen zur wissenschaftlichen Erforschung der Meere.

Außer durch unmittelbare Tiefenmessung läßt sich die mittlere Meerestiefe auch auf mittelbarem Wege bestimmen aus der Geschwindigkeit, mit der die bei Ausbrüchen von Inselvulkanen oder durch Küstenerdbeben erzeugten Meereswellen sich fortbewegen. Auf diese Weise hat Hochstetter aus der Schnelligkeit, mit der sich die beim Erdbeben von Peru vom 13. August 1868 entstandenen Wellen von Arica an der peruanischen Küste bis Japan und Australien fortpflanzten, die mittlere Tiefe des Stillen Ozeans

---

[1]) Blanckenhorn, Entstehung und Geschichte des Toten Meeres. (Abdr. Zeitschr. d. Deutsch. Palästinavereins 1896, Bd. XIX.) — Derselbe, Abriß der Geologie Palästinas. Leipzig 1912.

[2]) Suess, Antlitz der Erde, Bd. III, S. 214.

[3]) Aus noch neuerer Zeit stammt die Entdeckung einer anderen zentralasiatischen Depression, der von Turfan im chinesischen Turkestan. Vgl. Huntington, Geogr. Journ. 30, S. 254, 1907.

[4]) Nach Feststellungen des Korvettenkapitäns Jakobs. Vgl. O. E. Meyer, Die Brüche von Deutsch-Ostafrika. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 38, S. 856 u. 873, 1915.

[5]) Krümmel, Ozeanographie. — Joh. Walther, Allgemeine Meereskunde. Leipzig 1893. — A. Supan, Die Bodenformen des Weltmeeres. Peterm. Mitteil. 1899, S. 177 (mit Karte). — Carte génér. bathymétrique des océans, dressée par ordre du Prince de Monaco. Monaco 1906. (Besprochen von Schott in Annal. d. Hydrogr. 1906, S. 23.) — Groll, Tiefenkarte der Ozeane. Berlin 1912.

zwischen Arica und Australien zu 1500 Faden = 2745 m, diejenige zwischen Arica und den Hawaii-Inseln zu 2600 Faden = 4758 m berechnet.

Wir wissen jetzt, daß die Gestaltung des Meeresgrundes von derjenigen des Festlandes ziemlich verschieden ist. Steile Böschungen und plötzliche Anstiege sind am Meeresboden viel seltener als auf dem Lande. Seine Beschaffenheit ist im allgemeinen sehr eintönig. Auf große Erstreckung ist er eben bis flach wellig, und wo sich Senken oder rückenförmige Erhebungen einstellen, da übersteigen deren Böschungen nur selten einen Viertelgrad.

Dies gilt indes nur für solche Stellen, wo der Boden aus weichen Sedimenten besteht; wo festes Gestein auftritt, da können weit stärkere Neigungen vorkommen. So hat man in der Nähe des Korallenstocks der Bermudainseln (Nordatlantischer Ozean) 10—16° und darüber gemessen; so an den Abhängen der Faradaykuppen (Nordatlantischer Ozean unter 49° 41′ n. Br. und 29° 10′ w. L.) — fast 2000 m hoher, aus 3000 m Tiefe aufsteigender untermeerischer Vulkane — bis 35°. Ja, an der Insel St. Helena fand man Böschungen von 38,5—40°, bei St. Paul sogar örtlich solche von 62°! Daß gelegentlich auch an anderen Küsten als solchen von Vulkan- und Koralleninseln sehr steile untermeerische Neigungen vorkommen können, beweist die Südwestspitze des Peloponnes, wo der Boden unter einem Winkel von mehr als 41° zu den über 2000 m betragenden Tiefen des Ionischen Meeres abstürzt, und ebenso die Gegend südlich der Nigermündung, wo er fast unter 15° abfällt. Auch an den steilsten Stellen des alsbald zu erwähnenden Yapgrabens hat man Böschungen von 18—19° angetroffen.

Die Tiefe der Ozeane hat sich als viel geringer erwiesen, als man früher annahm. Die größte, bis jetzt mit zuverlässigen Apparaten gemessene Tiefe beträgt 9788 m und übertrifft damit die Höhe der höchsten Erhebung des Landes (Gaurisankar im Himalaya mit 8840 m) um fast 1000 m. Sie wurde erst 1912 von deutschen Vermessungsschiffe „Planet" gefunden und liegt vor der Ostküste der Philippineninsel Mindanao, im sogenannten „Philippinengraben". Nur wenig bleiben hinter ihr zurück die nach dem amerikanischen Schiffe „Nero" benannte, 1901 entdeckte „Nerotiefe" mit 9636 m, die im „Marianengraben" im S der Marianeninsel Guam liegt, und die Penguin- oder Kermadektiefe mit 9427 m im S der Tongainseln, im sogenannten Kermadekgraben.

Es ist sehr bemerkenswert, daß die genannten, ebenso wie alle anderen ähnlich großen Tiefen an lange schmale Einsenkungen des Meeresbodens gebunden sind. Sie allein sind es, die Tiefen von 7000 m und darüber aufweisen[1]). Supan hat diese Rinnen Gräben genannt und Krümmel u. a.

[1]) Eine gute Übersicht der fraglichen Tiefseerinnen gibt die neue „Tiefenkarte der Ozeane" von Groll. Berlin 1912. Die Gräben der Südsee treten besonders deutlich hervor auf der „Schulwandkarte von Australien und Polynesien" von H. Haack. Gotha, bei Perthes.



sind ihm darin gefolgt. Da die Höhenunterschiede zwischen ihnen und den benachbarten Landerhebungen bis über 14 km betragen können, so stellen sie die tiefsten Aushöhlungen der Erdkruste dar; ob sie aber, gleich den „Gräben" des Festlandes, tektonische Einbrüche darstellen, ist noch unsicher. Stille hält sie nicht für solche, sondern für bruchlose Absenkungen des Meeresbodens[1]).

Die allermeisten Tiefseegräben gehören dem Stillen Ozean, besonders der Südsee an. Hier ist einer der größten der obenerwähnte NNW streichende Philippinengraben, sowie der NO streichende Marianengraben, beide mit Tiefen von über 9 km und einer Länge von nahezu 1000 km. Diese wird aber noch übertroffen von dem ebenfalls schon genannten, auch NO streichenden Kermadekgraben und dem in seiner nördlichen Fortsetzung liegenden Tongagraben, die zusammen über 2000 km lang sind. Als andere bedeutende Gräben der Südsee seien noch genannt der Yap- und der Palaugraben mit Tiefen von über 7 bzw. 8 km, sowie der merkwürdige Atakamagraben an der Küste von Chile, wo in 26° s. Br. in geringer Entfernung vom Lande Tiefen von mehr als 7600 m Landerhebungen von über 6600 m gegenüberstehen.

Dem nordpazifischen Ozean dagegen gehört das ausgedehnteste Tiefengebiet aller Meere an, der nach einem amerikanischen Schiffe so benannte Tuscaroragraben mit Tiefen von über 8500 m im O der japanischen Inseln. Er verläuft von Japan in halbmondförmigem Bogen längs der Küste der Kurilen und Aleuten nach N und nach O, um sich dann der Umbiegung des nordamerikanischen Festlandes entsprechend nach S zu wenden.

Viel spärlicher sind Tiefseegräben im Atlantischen und Indischen Ozean. Dem erstgenannten gehört an der Portorikograben mit 8341 m größter geloteter Tiefe im N der gleichnamigen Antilleninsel; dem letztgenannten der Sundagraben im S von Sumatra mit Tiefen von 600 bis über 7000 m.

Gewissermaßen das Gegenstück der Tiefseegräben sind die untermeerischen Horste: schmale rückenförmige Erhebungen des Tiefseebodens, die vielleicht eine den geologischen Horsten ähnliche Entstehung haben, d. h. inmitten einer abgesunkenen Umgebung stehengebliebene oder gar emporgepreßte Massen darstellen. Sehr merkwürdig ist ihre Verbindung mit Gräben, wie sie in neuerer Zeit zwischen Celebes und den Marianen nachgewiesen wurde. Es treten hier vier Inselgruppen auf: die Talauer Inseln, die Palauinseln, die (obenerwähnte) Insel Yap und Guam mit den Marianen. „Diesen Erhebungen über den Meeresspiegel ganz entsprechend finden sich in derselben Richtung, in der die Inselgruppen angeordnet sind, von SW

[1]) Stille, Alte und junge Saumtiefen. Nachr. d. Gesellsch. d. Wiss. Göttingen 1919.

nach NO, östlich und ihnen ganz nahe vier tief eingeschnittene Gräben: der Talauer Graben, der von Palau, von Yap und von Guam. Jenseits (d. h. östlich) des Grabens erhebt sich regelmäßig ein mehr oder weniger ausgedehnter Horst, der weiterhin in das allgemeine, ziemlich ebene und tiefer als der Horst gelegene Tiefseebecken übergeht, um bald wieder zur nächsten Inselgruppe anzusteigen, auf die wiederum ein Horst, dann ein Graben usw. folgen"[1]).

Als Beispiele für diese merkwürdige Erscheinung seien zwei W-O-Schnitte durch zwei der obengenannten Gräben und ihre Umgebung gegeben (Fig. 40

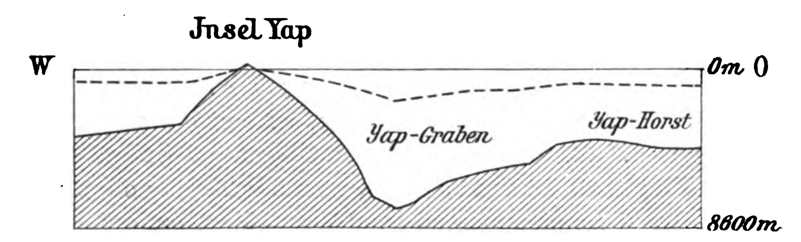


Fig. 40. Schnitt durch den Graben von Yap. Nach SCHOTT und PERLEWITZ. Längenmaßstab 1 : 2 Millionen.

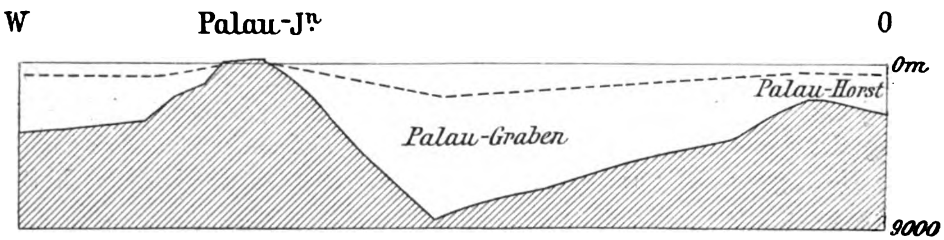


Fig. 40a. Schnitt durch den Graben von Palau. Nach SCHOTT und PERLEWITZ. Längenmaßstab wie in Fig. 40.

(In beiden Schnitten sind die Tiefen um das Fünffache übertrieben, während die gestrichelte Linie die wahre Profillinie angibt.)

u. 40a). Man ersieht aus ihnen, daß die Bodengestaltung des Pazifischen Ozeans im genannten Gebiete, wahrscheinlich infolge junger Dislokationen, nicht weniger wechselvoll ist als in manchen Teilen der Festlandsoberfläche.

Eine andere beachtenswerte Erscheinung des Meeresbodens sind die untermeerischen Kessel: tiefe kreis- bis trogförmige Becken, die besonders in den Mittelmeeren der Erde anzutreffen sind. So im zentralamerikanischen Mittelmeere, wo sie Tiefen bis 5500 m erreichen. Auch das australasiatische sowie das europäische Mittelmeer besteht aus einer Anzahl solcher Kessel. In jenem bilden die Celebes-See (zwischen Celebes und den Philippinen) mit Tiefen von über 5000 m und die Banda-See (im N von

---

[1]) G. SCHOTT u. P. PERLEWITZ, Lotungen im wesentlichen Stillen Ozean. Arch. d. deutsch. Seewarte XXIX, Nr. 2, 1906.

Timor und Timorlaut) mit solchen von über 6500 m treffliche Beispiele derartiger Tiefseetröge. Das europäische Mittelmeer zerfällt in nicht weniger als vier durch verhältnismäßig hohe Barren getrennte Becken: 1. das hesperische zwischen Spanien und Sardinien, 2. das tyrrhenische zwischen Sardinien und Italien, 3. das levantinische zwischen Sizilien und Ägypten (mit Tiefen von fast 4000 m) und endlich 4. den Pontus (über 2600 m). Eine Bodenhebung von wenigen hundert Metern würde hinreichen, um den sich zwischen Sizilien und Tunis hinziehenden Riegel trockenzulegen und das Mittelmeer in zwei Teile zu zerlegen.

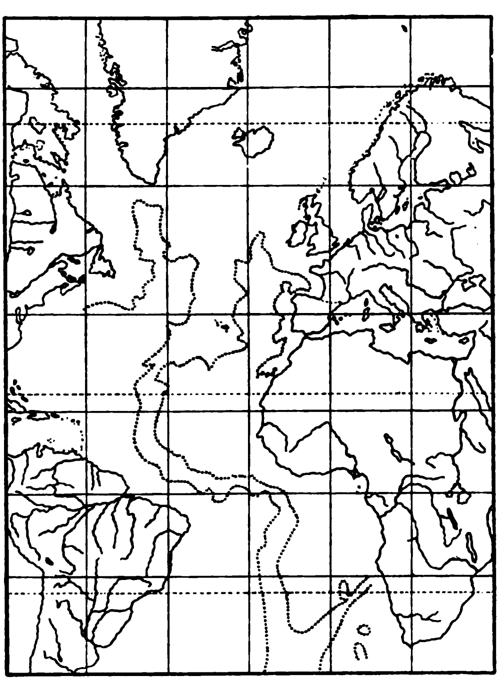


Fig. 41. Kärtchen der Mittelatlantischen Bodenschwelle. Nach E. Philippi u. G. Schott[1]).

E. Suess u. a. deuten die Kessel wohl mit Recht als junge Einbruchsfelder.

Nicht mindere Beachtung als die Gräben, Horste und Kessel der Tiefsee verdienen die untermeerischen Plattformen und Rücken oder Schwellen.

Von der die Festländer umgürtenden Kontinentalstufe oder dem Schelf ist schon früher (S. 131) die Rede gewesen und als bekanntes Beispiel die die Britischen Inseln tragende unterseeische Platte genannt worden, die sich nicht nur um die Westküste von Irland und Schottland herum sowie über den Kanal erstreckt, sondern auch die ganze Nordsee umfaßt. Im Mittel nur einige dreißig Meter unter dem Meeresspiegel gelegen, reicht sie nach O bis an den Urgebirgssockel von Norwegen, von dem sie indes durch eine merkwürdige lange schmale, bis 600 m tiefe Senke, die sogenannte Norwegische Rinne getrennt bleibt (Fig. 37).

An der äußeren, dem Ozean zugekehrten Grenze beträgt die Tiefe der Schelfe durchschnittlich 200 m. Ihre Oberfläche pflegt mehr oder weniger eben zu sein, weist aber nicht selten (Westküste Frankreichs, atlantische Küste der Vereinigten Staaten) tief eingeschnittene Rinnen auf, die von versenkten Flußtälern herrühren.

[1]) Schott, Geographie des Atlantischen Ozeans, S. 88. Hamburg 1912.

Unter den sich aus den ozeanischen Becken erhebenden Bodenschwellen verdient besonders genannt zu werden die den Atlantischen Ozean seiner ganzen Länge nach durchziehende und seine eigentümliche S-förmige Krümmung mitmachende Erhebung, die sich dem Meeresspiegel stellenweise bis auf 500 m nähert, die sogenannte Mittelatlantische Bodenschwelle.

Fig. 41 zeigt die Lage und Gestalt dieses merkwürdigen Rückens. Im N verbindet er sich mit einem anderen, dem breiten, bis — 450 m aufragenden Thomsonrücken, der vom großbritannischen Plateau über die Färöer nach Island und Grönland verläuft und den Atlantischen Ozean vom Nördlichen Eismeere trennt.

Das wichtigste Ergebnis der neueren Tiefseeforschungen ist wohl die Feststellung, daß die größten Meerestiefen nicht, wie man früher annahm, in der Mitte der ozeanischen Becken,

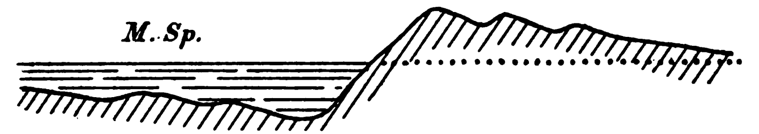


Fig. 42. Schematische Darstellung der Verteilung der größten Meerestiefen und höchsten Erhebungen. Nach DE LAPPARENT. M.-Sp. = Meeresspiegel.

sondern in der Nähe großer Festlandsküsten liegen. Die Tuscarora- und Portorikotiefe, der Marianen-, Sunda- und Atakamagraben, die Norwegische Rinne und zahlreiche andere Beispiele beweisen die Richtigkeit dieses Satzes. In anderen Fällen liegen die tiefen Rinnen nicht in der Nachbarschaft der heutigen Küste, sondern in derjenigen eines ehemaligen Kontinentalrandes. So der den Ostrand des alten australischen Kontinentes begleitende Kermadek- und Tongagraben.

Da nun anderseits die höchsten Gebirge der Erde nicht — wie man ehedem glaubte — in größter Entfernung von den Kontinentalrändern, sondern vorwaltend in deren Nachbarschaft auftreten, so kann man die allgemeinsten Reliefunterschiede der Kruste, die Beziehungen der größten Meerestiefen zu den höchsten Landerhebungen, mit DE LAPPARENT durch Fig. 42 veranschaulichen.

Dagegen läßt sich der allgemeine senkrechte Aufbau der Erdoberfläche mit SUPAN[1]) durch Fig. 43 veranschaulichen, die den Anteil der verschiedenen Höhen- und Tiefenstufen an der Zusammensetzung der Erdkruste darstellt.

Man sieht, daß nur ganz geringfügige Teile der Landoberfläche sich zu mehr als 1000 m über den Meeresspiegel erheben — nach PENCK und

---

[1]) SUPAN, Grundzüge der physischen Erdkunde 1903, S. 40.

H. WAGNER[1]) liegen nur 4 % zwischen 1000 und 2000 m, nur 2 % über 2000 m —, während der Rest der trockenen Oberfläche, 22—23 %, unter 1000 m liegt. Dagegen haben nur 8—9 % des Meeresbodens weniger als 1000 m Tiefe, während vom Reste 10 % 1000—3000 m, einige 50 % aber über 3000 m Tiefe haben. „Mehr als die Hälfte der Erdoberfläche wird somit vom Tiefboden des Weltmeeres eingenommen" (SUPAN).

Wie die Mittelhöhe des gesamten Festlandes, so läßt sich auch die mittlere Tiefe der Ozeane berechnen. Nach unserer heutigen Kenntnis von den Tiefenverhältnissen der Meere darf man sie auf rund

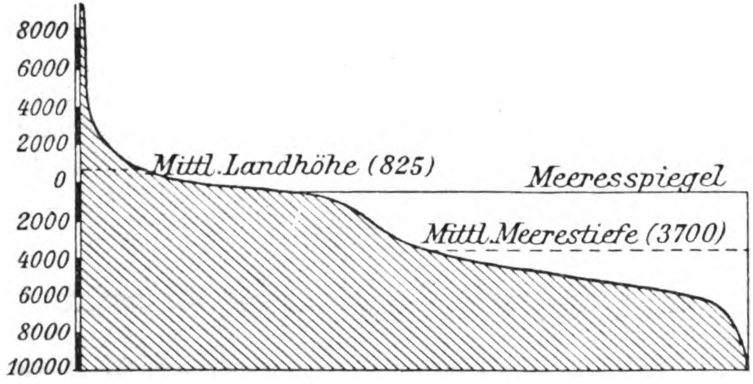


Fig. 43. Hypsometrische Kurve der Oberfläche der Erdkruste.
Nach A. SUPAN.

3680 m veranschlagen[2]). Die mittlere Meerestiefe übertrifft demnach die mittlere Kontinentalhöhe um das $4^1/_2$fache.

Von großem Interesse ist auch die Berechnung des Volums der Ozeane. Es beträgt 1330 Mill. ckm gegenüber einem Volum von etwa 104 Mill. ckm der über dem Meere liegenden Masse. Diese Zahlen verhalten sich fast wie 13 : 1. Mit anderen Worten: man müßte etwa 13mal soviel Masse, als über dem Meere liegt, in die ozeanischen Becken stürzen, um diese auszufüllen.

Erst diese Zahlen geben uns die richtige Vorstellung von der Bedeutung der ozeanischen Becken in ihrem Verhältnis zu den Festlandsmassen. Diese letzten stellen ungeheure Steinsockel von 4500 m Mittelhöhe dar[3]). Denkt man sich die Meeresbecken ausgeschöpft, so würden die Küstenränder Europas und Afrikas einem auf dem Grunde des Atlantischen Ozeans stehenden

[1]) PENCK, Peterm. Mitteil. 1889, S. 17. — H. WAGNER, Areal und mittlere Erhebung der Landoberflächen usw. in GERLAND, Beitr. z. Geophysik II, 1894.

[2]) KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie I, S. 141, 1907.

[3]) 3680 m + 825 m (mittl. Kontinentalhöhe) = 4505 m.

Beobachter als geschlossene Hochplateaus von der Höhe unserer Alpen erscheinen.

Gegenüber dem Rauminhalt dieser Steinkolosse erscheinen alle festländischen Erhebungen unbedeutend und geringfügig. Selbst Hochgebirge wie der Himalaya sind nur verschwindende Runzeln auf der Oberfläche jener Sockel[1]). Schon diese Tatsache läßt die alte Ansicht, nach der die Gebirge das maßgebende Gebälk der Kontinente darstellen sollten, heute unhaltbar erscheinen. Es liegt in der Tat auf der Hand, daß jene unbedeutenden Runzeln nicht das Bestimmende für die Kontinente sein können. Wir müssen vielmehr umgekehrt annehmen, daß die Kontinente das Ältere und Bestimmende, die Gebirge aber nur nebensächliche jüngere Gebilde darstellen. J. DANA wollte sogar die Kettengebirge der Erde nur als erhobene Ränder der Kontinente, gewissermaßen als Randverzierungen auffassen[2]).

Daß die Festländer bis zu ansehnlicher Tiefe aus verhältnismäßig leichten (salischen), der Boden der Tiefsee dagegen aus schwereren (simischen) Stoffen zusammengesetzt sind, ist bereits früher (S. 55 u. 86) ausgeführt worden.

III. Petrographisch-tektonischer Abschnitt.

Dieser Abschnitt der physiographischen Geologie beschäftigt sich einmal mit der Frage nach dem Stoff, aus dem die Erdrinde zusammengesetzt ist, und lehrt uns weiter die Formen kennen, in denen dieser Stoff auftritt. Der erste Gegenstand bildet die besondere Aufgabe des Zweiges der Geologie, den man Gesteinskunde oder Petrographie nennt, während die Lehre von der Architektur der Kruste als Geotektonik oder kurz als Tektonik bezeichnet wird.

Die wichtigsten chemischen und mineralischen Bestandteile der Erdrinde.

Die Kruste unserer Erde ist bekanntlich aus Gesteinen (Felsarten, Gebirgsarten) zusammengesetzt. Mit diesem Worte ist nicht notwendig der Begriff des Festen, Felsartigen verbunden; denn außer den festen, zusammenhängenden Gesteinen kommen auch mancherlei lose und lockere Bildungen, wie Sand, Gerölle, Lehm usw. vor, die ebenfalls zu den Felsarten gehören.

---

[1]) HUMBOLDT hat berechnet, daß die Alpen, gleichmäßig über die Fläche Europas verteilt, die Höhe dieses Kontinentes nur um 6 m steigern würden.

[2]) Auch die Tatsache, daß bei Südamerika, Afrika und Australien trotz ihrer ähnlichen Umrisse die Gebirgszüge eine ganz verschiedene Lage haben, beweist die Unzulässigkeit der älteren Anschauung.

Von den über 70 jetzt bekannten chemischen Grundstoffen spielt für die Zusammensetzung der Gesteine nur eine kleine Anzahl eine wesentliche Rolle. Es sind das von den sogenannten nichtmetallischen Stoffen Sauerstoff, Wasserstoff, Kohlenstoff, Chlor, Schwefel, Fluor, Phosphor und Stickstoff; von den metallischen Silizium, Aluminium, Eisen, Mangan, Kalium, Natrium, Kalzium, Magnesium, Barium, Titan, Zirkonium, Chrom. Nur diese 20 Elemente treten in solcher Menge auf, daß mit ihrer Wegnahme die Beschaffenheit der Rinde sich erheblich ändern würde.

Sehr bemerkenswert sind die Versuche, das Mengenverhältnis zu berechnen, in welchem die verschiedenen Elemente am Aufbau der Erdrinde beteiligt sind. Ältere Versuche dieser Art rühren vom amerikanischen Chemiker und Mineralogen FR. W. CLARKE[1]) her, neuere besonders von J. H. VOGT (Kristiania)[2]). Dieser letzte Forscher kommt zu folgenden Ergebnissen:

Durchschnittliche Zusammensetzung der Erdrinde
(bis zu einer Tiefe von etwa 10 km).

Namen der Elemente	Feste Rinde allein %	Meerwasser %	Atmosphäre %	Gesamte fest-flüssige Oberfläche %
Sauerstoff	47,2	85,79	23,01	50
Silizium	28			28
Aluminium	8			7,45
Eisen	4,5			4,2
Kalzium	3,5	0,05		3,25
Natrium	2,5	1,14		2,40
Magnesium	2,5	0,14		2,35
Kalium	2,5	0,04		2,35
Wasserstoff	0,17	10,67		0,90
Titan	0,33			0,30
Kohlenstoff	0,22	0,002	0,01	0,20
Chlor	0,025—0,04	2,07		0,175
Phosphor	0,09			0,08
Mangan	0,075			0,07
Schwefel	0,06	0,09		0,06
Barium	0,03			0,03
Fluor	0,025—0,04	0,00008		0,03
Stickstoff			75,68	0,02
Zirkonium	0,01—0,02			0,01—0,02
Chrom	0,01			0,01

[1]) CLARKE, Bull. Philos. Soc. Washingt. II, 1889, und Bull. U. St. Geol. Surv. Nr. 78, 1891 und Nr. 330, 1908. — DERSELBE, The data of Geochemistry 2. ed. 1911 (Bull. U. St. Geol. Surv. Nr. 491). 3. ed. 1920. — Vgl. auch ROSENBUSCH, Elemente der Gesteinslehre 1898, S. 12.

[2]) VOGT, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, 1899.

Danach bildet, wie schon länger bekannt, der Sauerstoff etwa die Hälfte der ganzen Erdrinde, das Silizium etwas mehr als ein Viertel. Mit 10—1 % sind sechs Elemente beteiligt, nämlich allen voran das Al, dann Fe, Ca, Mg, Na und K[1]); mit 1—0,1 % vier, nämlich H, Ti, C und Cl; mit 0,1—0,01 % sechs bis acht, nämlich sicher P, Mn, S, Ba, F und N, wahrscheinlich auch Zr und Cr[2]).

Von den in obiger Tabelle nicht genannten Elementen sind nach VOGT beteiligt mit 0,01—0,001 % sechs, nämlich Nickel, Strontium, Lithium, Brom und wahrscheinlich auch Beryllium und Bor; mit 0,001—0,0001 sieben bis neun, nämlich Kobalt, Argon, Jod, Rubidium, sehr wahrscheinlich auch Zinn, Cer, Yttrium, vielleicht auch Arsen und Lanthan.

Die in noch geringeren Mengen auftretenden Elemente endlich ordnet derselbe Forscher nach ihrer Masse wie folgt: Blei, Zink, Kupfer, Antimon, Molybdän, Uran, Wolfram, Didym, Quecksilber, Silber, Wismut, Kadmium, Cäsium, Tantal, Niob, Vanadin, Selen, Tellur, Thorium, Gold, Platin usw.

Man darf übrigens nicht außer acht lassen, daß diese Zahlen *nur für die obersten Teile des Erdkörpers* Gültigkeit haben[3]); ganz anders wird sich — wie schon früher (S. 85) hervorgehoben — seine Zusammensetzung in größerer Tiefe gestalten.

Hinsichtlich des Auftretens der Elemente ist hervorzuheben, daß nur wenige für sich allein in größeren Massen vorkommen. Es gehören dazu der Schwefel, der Kohlenstoff sowie einige Schwermetalle (Gold, Silber, Kupfer usw.).

In ebenso geringer Zahl, wenn auch zum Teil in großer Verbreitung, kommen Verbindungen von nur zwei Elementen, wie Kieselsäure (Quarz), Chlornatrium, Fluorkalzium, Doppelschwefeleisen (Pyrit oder Schwefelkies) vor. Weitaus die meisten gesteinsbildenden Mineralien, darunter namentlich die so wichtigen Silikate, sind polysynthetische Verbindungen.

---

[1]) Als bemerkenswert hebt G. LINCK (Kreislaufvorgänge in der Erdgeschichte. Rektoratsrede. Jena 1912) hervor, daß die 8 hauptsächlichsten Elemente der Erdrinde alle ein verhältnismäßig niedriges Atomgewicht (16—56) haben, während alle sehr leichten Elemente mit Ausnahme des Wasserstoffs (1) — dessen Gesamtmenge noch kein Prozent beträgt —, des Kohlenstoffs und des Stickstoffs (12 bzw. 14) ebenso sehr zurücktreten wie die schweren und schwersten Elemente.

[2]) Es ist lehrreich, mit obiger Reihenfolge diejenige zu vergleichen, die sich ergibt, wenn man die Elemente nach ihrer Bedeutung für den Aufbau der Meteoriten ordnet. Dann nämlich erhält man nach VAN HISE (Treatise on metamorphism 1904, S. 947): 1. Eisen, 2. Sauerstoff, 3. Silizium, 4. Magnesium, 5. Nickel, 6. Schwefel, 7. Kalzium, 8. Aluminium.

[3]) Die *mittlere Zusammensetzung der Lithosphäre* kommt am nächsten derjenigen der *Monzonite* (Augitsyenite) mit etwa 59 % SiO_2, 16 Al_2O_3, 7,5 Fe_2O_3 + FeO, 10 CaO + MgO, 6,5—7 Alkalien (ROSENBUSCH, Elemente der Gesteinslehre. Stuttgart 1898, S. 108).

Die allermeisten Gesteine bestehen aber nicht bloß aus einem einzigen, sondern aus mehreren Mineralien. Sie stellen Gemenge oder Aggregate verschiedener Mineralien dar.

Überblicken wir die an der Zusammensetzung der Gesteine teilnehmenden Mineralien, so finden wir auch hier, daß die Zahl derjenigen, die in größerer Häufigkeit und Verbreitung auftreten, verhältnismäßig sehr beschränkt ist; denn von den etwa 1000 jetzt überhaupt bekannten Mineralien spielen nur einige Dutzend eine wesentliche Rolle für den Aufbau der Erdkruste. Wir geben nachstehend eine Übersicht dieser Mineralien und ihrer hauptsächlichsten chemischen Bestandteile.

1. Oxyde.

Schnee, Eis (H_2O).
Quarz (Kieselsäureanhydrid, SiO_2).

2. Silikate.

Gruppe der Feldspäte	SiO_2, Al_2O_3, K_2O od. Na_2O od. CaO
Gruppe der Zeolithe	SiO_2, Al_2O_3 . . . . . . Na_2O, CaO (K_2O, BaO) aq.
Kaolin (Ton)	SiO_2, Al_2O_3 . . . . aq.
Gruppe der Glimmer	SiO_2, Al_2O_3 . . . . . . MgO, Alkalien, HO
Augit- und Hornblendegruppe .	SiO_2, Al_2O_3 . . . . . . (Ca, Mg, Fe)O
Leuzit	SiO_2, Al_2O_3, K_2O
Nephelin (Elaeolith)	SiO_2, Al_2O_3, Na_2O
Nosean	SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, SO_3
Chlorit	SiO_2, Al_2O_3, Mg(Fe)O, aq.
Granat	SiO_2, $Al(Fe)_2O_3$, Ca(Mg, Fe, Mn)O
Epidot	SiO_2, $Al(Fe)_2O_3$, CaO
Turmalin	SiO_2, Al_2O_3, Na_2O, Mg(Fe)O, B_2O_3
Skapolith	SiO_2, Al_2O_3, CaO, Na_2O
Vesuvian	SiO_2, Al_2O_3, CaO
Andalusit, Cyanit	SiO_2, Al_2O_3
Topas	$SiO_2(F)$, Al_2O_3
Staurolith	SiO_2, Al_2O_3, Fe(Mg)O
Cordierit	SiO_2, Al_2O_3, Mg(Fe)O
Olivin (Peridot)	SiO_2, Mg(Fe)O
Talk, Speckstein und Serpentin .	SiO_2, MgO, aq.

3. Karbonate, Sulfate, Haloide, Phosphate.

Kalkspat	$CaCO_3$
Dolomit	$CaMgC_2O_6$
Magnesit	$MgCO_3$
Anhydrit	$CaSO_4$
Gips	$CaSO_4$, 2 aq.
Schwerspat	$BaSO_4$

Steinsalz	$NaCl$
Flußspat	CaF_2
Apatit	$(F, Cl)Ca_5(PO_4)_3$

4. Eisenerze.

Magneteisen	Fe_3O_4
Titaneisen	$FeTiO_3$
Roteisen (Eisenglanz)	Fe_2O_3
Brauneisen	$Fe_2O_3 + aq.$
Eisenspat	$FeCO_3$
Eisenkies (Pyrit)	FeS_2
Magnetkies	Fe_7S_8

5. Mineralstoffe organischen Ursprungs.

Kohlenwasserstoffe	Erdöl (Petroleum, Naphtha), Erdwachs Asphalt
Kohlen	Anthrazit und Steinkohle Braunkohle Torf

Zeigt die vorstehende Zusammenstellung die chemische Zusammensetzung der wichtigsten gesteinsbildenden Mineralien der Erdrinde, so ist in der nachstehenden der Versuch gemacht worden, die Verbreitung dieser Mineralien in den wichtigeren Gesteinstypen anzugeben.

a) Eruptivgesteine, kristalline Schiefer und metamorphe Gesteine.

Kali- und Kalinatronfeldspäte. Granit. Quarzporphyr. Liparit. Syenit. Trachyt. Nephelinsyenit. Phonolith. Gneis.

Natron- und Kalknatronfeldspäte. Diorit. Porphyrit. Andesit. Gabbro. Diabas. Melaphyr. Basalt. Außerdem neben den vorigen in allen dort aufgeführten Gesteinen.

Quarz. Granit. Quarzporphyr. Liparit. Quarzdiorit. Gneis. Glimmerschiefer. Quarzitschiefer.

Hornblende. Syenit. Diorit. Porphyrit. Andesit. Hornblendegneis. Hornblendeschiefer.

Augit. Augitsyenit. Augitandesit. Gabbro. Peridotit. Diabas. Melaphyr. Basalt. Pyroxenit und verwandte.

Glimmer. Granit. Glimmerporphyrit. Gneis. Glimmerschiefer und in vielen anderen.

Chlorit. Chloritschiefer und andere kristalline Schiefer.

Olivin. Olivinfels (Peridotit) und Serpentin. Olivingabbro. Olivindiabas und -basalt.

Nephelin. Nephelinsyenit. Phonolith. Nephelinbasalt.

Granat. Granatgneis und Granatglimmerschiefer. Granathornfels.

Turmalin. Turmalingranit und -granulit.

Apatit. Als untergeordneter Gemengteil in fast allen Gesteinen.

Kalkspat. Körniger Kalk (Marmor). Kalkglimmerschiefer und Kalkhornfels.

b) Sedimentgesteine.

Kaolin. Mehr oder minder verunreinigt in den Kaolingesteinen, plastischen Tonen, im Schieferton, Tonschiefer, Mergel, Lehm. Arkose.

Feldspäte. Arkose.

Quarz. Sand. Sandstein. Quarzit. Arkose. Lehm.

Kalkspat. Kalkstein, Mergel. Schalstein.

Dolomit. Dolomitgestein. Dolomitmergel.

Gips und Anhydrit. Rein oder mit Ton und Mergel vermengt.

Steinsalz und lösliche Begleit-(Kali-)Salze.

Graphit und Kohle. Graphit- und Graphitoidgesteine, Kohlengesteine.

c) Auf Mineral- und Erzgängen, -stöcken und -lagern.

Quarz.

Kalkspat und andere Karbonate.

Schwerspat.

Eisenspat. Eisenglanz und Roteisen. Brauneisen. Magneteisen, Titaneisen, Chromeisen.

Flußspat.

Zinkblende. Bleiglanz. Eisenkies, Magnetkies. Kupferkies.

Manganerze (Pyrolusit, Psilomelan u. a.).

Die wichtigsten Merkmale der Gesteine.

1. Allgemeine Zusammensetzung.

Alle Gesteine sind Gemenge (Aggregate) der oben angeführten und einiger weiterer seltenerer Mineralien. Je nachdem diese Mineralien rein unorganischen oder aber organischen Ursprungs sind, unterscheidet man minerogene und organogene Gesteine.

Die organogenen Gesteine werden je nach der tierischen oder pflanzlichen Herkunft ihrer Bestandteile wiederum eingeteilt in zoogene Gesteine (Knochen- und Muschelbrekzien, Kreide, Tiefseeschlamme usw.) und phytogene Gesteine (Kohlen, Algenkalke, Kieselgur usw.).

Die minerogenen Gesteine sind mitunter Gemenge von Individuen eines und desselben Minerals, und dann bezeichnet man sie als einfache oder gleichartige Gesteine (körniger Kalk, Steinsalz, Gips usw.). Die

meisten Gesteine aber bestehen aus verschiedenartigen Mineralien, und dann nennt man sie gemengt oder ungleichartig (Granit, Quarzporphyr usw.).

2. Bestandteile.

Hier hat man zu unterscheiden zwischen wesentlichen Bestandmineralien, die notwendigerweise vorhanden sein müssen, damit das Gestein mit einem bestimmten petrographischen Namen belegt werden darf — beim Granit z. B. sind dies Quarz, Glimmer und Feldspat — und unwesentlichen oder akzessorischen, deren Vorhandensein oder Fehlen für die Benennung keine Rolle spielt — beim Granit sind dies Turmalin, Apatit u. a. m.

Neben diesen Bestandmineralien enthalten viele Gesteine noch Mineralmassen von stofflich abweichender Beschaffenheit. Man bezeichnet sie als Bestandmassen und unterscheidet auch hier wesentliche von unwesentlichen oder akzessorischen. Zu den wesentlichen Bestandmassen gehören z. B. die Gerölle der Konglomerate. Die akzessorischen Bestandmassen dagegen teilt man ein in

1. Konkretionen: in der Regel gleichzeitig mit dem umgebenden Gestein durch Ansammlung von Mineralstoffen um einen Mittelpunkt gebildete, kuglige bis knollige Massen (Pyrit- und Sphärosideritknollen in Tonen und Schiefern, Flintknollen der Schreibkreide, Lößpuppen usw.).
2. Sekretionen: jüngere, erst nachträglich im alternden Gestein durch Ausfüllung von Hohlräumen entstandene Massen (Achatdrusen der Mandelsteine usw.).
3. Einschlüsse: ältere Fremdkörper im Gestein, wie Bruchstücke anderer Gesteine in Eruptivgesteinen, in Konglomeraten und Brekzien, Tongallen im Buntsandstein usw. Hierher gehören auch die Versteinerungen.

3. Struktur (Verbandart) oder Gefüge.

Man versteht darunter die Art der Verbindung der Gemengteile eines Gesteins, sein Gefüge, wie es durch die Gestalt und Größe seiner Bestandteile bestimmt wird, im Gegensatz zur Textur, die sich auf die räumliche Anordnung der Gemengteile bezieht[1]).

Die Hauptunterschiede sind hier die von kristallin, glasig und klastisch.

[1]) Nicht alle Forscher unterscheiden zwischen Struktur und Textur. ROSENBUSCH, WEINSCHENK und andere Petrographen gebrauchen beide Ausdrücke in gleichem Sinne. RINNE faßt beide als „Gefüge" zusammen. Es empfiehlt sich indes, mit GRUBENMANN, MILCH, GRABAU u. a. beide in der obigen Weise getrennt zu halten. Vgl. MILCH, Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. Fortschr. d. Min., Krist. usw. II, S. 163, 1912.

Die *kristallinen Gesteine* stellen Gemenge von kristallinen Körnern bzw. Kristallen dar. Man teilt sie wiederum ein in 1. kristallinkörnige und 2. in porphyrische Gesteine.

Bei den *kristallin-körnigen* Gesteinen (Fig. 44) sind die Gemengteile *unmittelbar* miteinander verwachsen — zwischen ihnen ist keinerlei Bindemittel oder Zwischenmasse vorhanden. Nach der Größe der Gemengteile unterscheidet man *grobkörnig* (makrokristallin) — viele Granite, Gabbros usw.[1]) —, *kleinkörnig* (mikrokristallin) — manche Granite usw. — und *scheinbar dicht* (kryptokristallin) — die meisten

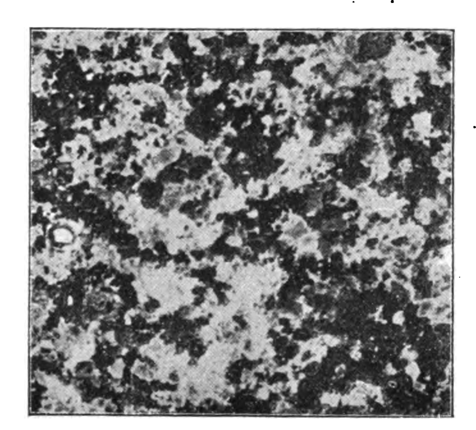


Fig. 44. *Kristallin-körnige Struktur.*

Fig. 45. *Porphyrische Struktur.*

Basalte, Hälleflinta u. a. Die kryptokristallinen Gesteine erweisen sich erst bei stärkerer Vergrößerung als kristallin.

Bei den *porphyrischen Gesteinen* (Fig. 45) macht sich stets ein Gegensatz zwischen einer kryptokristallinen oder hyalinen Grundmasse und einzelnen größeren, in dieser Grundmasse eingeschlossenen Kristallausscheidungen geltend (Quarzporphyr, Leuzitophyr).

Die *glasigen* (hyalinen) *Gesteine* stellen natürliche, aus heißem Fluß erstarrte Gläser dar (Obsidian, Pechstein u. a.).

Die *klastischen* (Trümmer-) *Gesteine* endlich sind aus der mechanischen Zerstörung älterer Gesteine hervorgegangen und werden daher auch als sekundäre oder regenerierte Gesteine bezeichnet. Gleich den kristallinen Gesteinen werden sie nach der Größe der sie zusammensetzenden Gesteinstrümmer wiederum eingeteilt in *grob-* (makro-) *klastische* Gesteine oder *Psephite* (Konglomerate, Brekzien), *klein-* (mikro-)

[1]) Als „riesenkörnig“ könnte man mit Weinschenk solche Gesteine bezeichnen, deren Gemengteile Kopfgröße oder darüber erreichen, wie besonders manche Pegmatite.

klastische oder Psammite (die Mehrzahl der Sandsteine) und fein- (krypto-)klastische oder Pelite (Tone, Lehme usw.).

4. Textur (Anordnung im Raum) oder Gewebe.

Hier sind die Hauptunterscheidungen die von massig, geschichtet und geschiefert.

Bei den massigen Gesteinen bleibt die Anordnung der Bestandteile in allen Richtungen die gleiche. Ihre Textur ist daher richtungslos.

Die Schichtgesteine sind dadurch ausgezeichnet, daß bei ihnen die ganze Gesteinsmasse in einzelne übereinanderliegende platten- oder tafelförmige Körper, eben in „Schichten" zerfällt.

Die schiefrigen Gesteine endlich besitzen infolge der lamellenförmigen Gestalt und parallelen Anordnung ihrer Bestandteile die Eigenschaft, sich nach einer Ebene spalten zu lassen, wie dies am schönsten der Dachschiefer zeigt. Schiefrige Gesteine sind meist zugleich geschichtet; aber nur selten fallen Schieferungs- und Schichtungsebene zusammen.

Fig. 46. Fluktuationstextur eines isländischen Obsidians. Nach ZIRKEL.

Eine bei Erstarrungsgesteinen nicht seltene Erscheinung ist die Fluidal- oder Fluktuationstextur. Man versteht darunter die Anordnung der kleinsten (mikroskopischen) Kristallgebilde des Gesteins, der sogenannten Mikrolithen, zu stromförmigen, oft gewundenen und gestauchten, sich teilenden und wieder vereinigenden Zonen und Bändern, wie dies Fig. 46 erläutert. Diese Textur, die sich besonders bei Obsidianen, Trachyten, Quarzporphyren, gewissen Basalten usw. findet, weist immer auf Fließbewegungen des Gesteins vor seiner Erstarrung hin.

Andere weniger wichtige Texturen bezeichnet man als gebändert (Bandjaspis, Obsidian), porös und zellig (Schaumkalk, Rauchwacke), blasig und schlackig (Lava), drusig (manche Porphyre), mandelsteinartig (Melaphyr-, Diabasmandelstein), oolithisch (Oolithe), sphärolithisch, perlitisch usw.

Die besprochenen Unterscheidungen lassen sich übersichtlich folgendermaßen zusammenstellen:

1. **Art der Zusammensetzung:**
   - minerogen
   - organogen
     - zoogen
     - phytogen
   - einfach (gleichartig)
   - gemengt (ungleichartig)
2. **Mineralbestand:**
   - Bestandmineralien
     - wesentliche
     - unwesentliche (akzessorische)
   - Bestandmassen
     - Konkretionen (Schwülen)
     - Sekretionen (Drusen)
     - Einschlüsse
3. **Struktur** (Verbandart):
   - kristallin
     - kr.-körnig
       - makrokristallin
       - mikrokristallin
       - kryptokristallin
     - porphyrisch
   - glasig (hyalin)
   - klastisch
     - makroklastisch
     - mikroklastisch
     - kryptoklastisch
4. **Textur** (Anordnung im Raum):
   - massig
   - schichtig
   - schiefrig
   - (zellig, schlackig usw.)

Übersicht über die wichtigsten Gesteinstypen[1]).

Schon seit langer Zeit teilt man die Gesamtheit der Gesteine in zwei große Klassen von ganz verschiedener Entstehung, nämlich in die Eruptiv- und die Sedimentgesteine.

Die Eruptivgesteine sind wie die Laven unserer Vulkane aus heißem Schmelzfluß, dem „Magma", erstarrt. Sie sind durch massige Textur und kristallinkörnige oder glasige Struktur gekennzeichnet. Sie besitzen oft

[1]) Als einige der allerwichtigsten deutschen Lehrbücher der Petrographie seien genannt: Ferd. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl., 3 Bde. Leipzig 1893/94. — H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie: I. der petrographisch wichtigsten Mineralien, 4. Aufl., 1. Hälfte 1904, 2. Hälfte 1905; II. der massigen Gesteine, 1887, 4. Aufl. 1907/08. — Derselbe, Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. 1910. — Justus Roth, Allgemeine und chemische Geologie, Bd. II. Berlin 1887. — Kürzere Lehrbücher sind: E. Kalkowsky, Elemente der Lithologie. Heidelberg 1886. — J. Blaas, Katechismus der Petrographie. 2. Aufl. Leipzig 1898. — R. Reinisch, Petrographisches Praktikum I, 2. Aufl. 1907; II, 1904. — F. Rinne, Gesteinskunde. 5. Aufl. 1920. — G. Linck, Tabellen zur Gesteinskunde. Jena 1920. 2. Aufl. 1909. — E. Weinschenk, Grundzüge der Gesteinskunde. 2. Aufl. Freiburg 1906. 3. Aufl. 1913. — Derselbe, Petrographisches Vademekum, ebenda 1915.

sehr bezeichnende innere Absonderungsformen und werden häufig von vulkanischen Brekzien und Tuffen begleitet. Versteinerungen fehlen ihnen.

Die Sedimentgesteine sind meist durch schichtige Textur und klastische Struktur ausgezeichnet und enthalten häufig Versteinerungen. Die Mehrzahl stellen Bodenabsätze aus Gewässern, namentlich dem Meere dar. Man bezeichnet sie als mechanische Sedimente, wenn sie Ablagerungen von mechanisch vom Wasser fortbewegten Stoffen (Schlamm, Sand, Gerölle usw.) darstellen, als chemische, wenn sie Absätze aus wäßrigen Lösungen sind (Steinsalz, Gips, Kieselsinter u. a.). Eine weitere Gruppe von Sedimentgesteinen sind die organischen oder organogenen (Kohlen, Korallenkalk usw.). Außerdem rechnet man zu den Sedimentgesteinen noch gewisse nicht unter Wasser, sondern auf trockenem Boden entstandene, meist ungeschichtete Gesteine, deren Material durch die bewegte Atmosphäre zusammengetragen wurde (Löß, Dünensand usw.). Man bezeichnet sie als äolische oder auch aërische Sedimente. Eine letzte Gruppe endlich stellen die glazialen, unter Mitwirkung von Eis gebildeten Sedimente dar.

Die Einteilung der Gesteine in diese beiden Hauptklassen erscheint ebenso naheliegend als natürlich und wird daher allgemein angenommen. Was aber die weitere wissenschaftliche Einteilung, die Systematik der Gesteine betrifft, so ist es noch nicht gelungen, ein nach allen Richtungen befriedigendes petrographisches System aufzustellen. Alle bisher vorgeschlagenen Einteilungen betonen bald zu sehr den mineralogischen, bald den genetischen Gesichtspunkt und werden dadurch einseitig. So erklärt es sich, daß keines der zahlreichen bisherigen Systeme sich allgemeineren Eingang zu verschaffen vermocht hat.

Die von der petrographischen Systematik zu überwindenden Schwierigkeiten sind freilich auch sehr groß. Sie hängen besonders mit dem Umstande zusammen, daß die verschiedenen Gesteinsarten noch weniger als die zoologischen und botanischen Spezies unabänderliche Typen darstellen, sondern durch zahlreiche Übergänge nach allen Richtungen auf das innigste miteinander verknüpft sind. Die sogenannten Gesteinsarten sind daher mehr als künstliche Rubriken anzusehen, die man geschaffen hat, um sich überhaupt durch die ungeheure Mannigfaltigkeit der Mischungsverhältnisse der Gesteine hindurchzufinden.

Die Hauptmerkmale, auf die man die petrographische Einteilung gründet, sind einmal die Struktur- und Texturverhältnisse der Gesteine, dann ihre chemische und mineralische Zusammensetzung und endlich ihr Auftreten in der Natur, d. h. die Art ihrer Lagerung und Verknüpfung mit anderen Gesteinen. Mit dieser letzten, die nur durch umfassende Beobachtungen in der Natur, nicht durch bloße Untersuchung an Handstücken festgestellt werden kann, hängen untrennbar

zusammen ihre Entstehungsart und ihr Alter. Da die Petrographie zum guten Teil nur ein Zweig der Geologie ist, so erscheint es am richtigsten, unter den genannten Merkmalen das Hauptgewicht auf das geologische Verhalten und die Bildungsart eines Gesteins zu legen und erst an zweiter und dritter Stelle seine Zusammensetzung und die Art des Gefüges zu berücksichtigen.

Gibt man dies zu, so folgt von selbst, daß die Haupteinteilung der Gesteine immer die in die beiden großen Klassen der Eruptiv- und der Sedimentgesteine bleiben muß. Fügt man zu diesen noch eine dritte hinzu für die kristallinen Schiefer — eine in Anbetracht ihres meist hohen Alters und ihrer eigenartigen Texturverhältnisse natürliche Gruppe —, so ergibt sich daraus die (auch in den Lehrbüchern von ROSENBUSCH und RINNE angenommene) Einteilung in drei Hauptabteilungen: 1. kristalline Schiefer, 2. kristalline Massen- oder Eruptivgesteine und 3. Sedimentgesteine. Die beiden ersten Klassen stehen einander nahe durch ihre wesentlich kristalline Beschaffenheit und ihre Zusammensetzung ganz vorwiegend aus Quarz und Silikaten. Versteinerungen fehlen der ersten Klasse fast immer, der zweiten immer. Die Unterschiede beider Gesteinsgruppen liegen in der Verschiedenheit ihres geologischen Auftretens und ihrer Textur. Die dritte Gruppe ist durch überwiegend klastische Beschaffenheit, in der Regel vorhandene Schichtung und Versteinerungsführung, sowie die häufige Zusammensetzung aus anderen Mineralien als Quarz und Silikaten (Karbonaten, Sulfaten u. a.) ausgezeichnet.

Nach dem amerikanischen Gesteinschemiker FR. W. CLARKE würden die Eruptivgesteine (nebst den aus ihnen hervorgegangenen kristallinen Schiefern) nicht weniger als 95 v. H. der ganzen Erdrinde ausmachen, während nur 5 v. H. auf die Sedimentgesteine entfallen würden[1]).

1. Kristalline Schiefer.

Sieht man von ähnlichen, aber viel weniger verbreiteten Gesteinen jüngerer Formationen ab, so umfaßt die Gruppe der kristallinen Schiefer die ältesten Gesteinsbildungen der Erdkruste, die überall da zutage treten, wo durch Abtrag oder tektonische Störungen die Unterlage der tiefsten versteinerungsführenden Ablagerungen bloßgelegt ist.

Die hierher gehörigen Gesteine werden auch als Ur- oder Grundgebirge oder als archäische Gesteinsgruppe bezeichnet. In allen Zonen und Kontinenten vorkommend und oftmals für sich allein Flächen von vielen tausend Quadratkilometern einnehmend, bilden die kristallinen Schiefer unzweifelhaft die verbreitetste Gesteinsreihe der Erde. In ihrer Gesamtheit stellen sie eine ungemein mächtige, stellenweise über 30 km

[1]) CLARKE, The data of geochemistry, 3. Aufl., 1920.

dicke Gesteinsfolge dar, für die in allen ihren Gliedern die beiden hier in innigster Verbindung auftretenden Eigenschaften der Kristallinität und der Schiefrigkeit bezeichnend sind. Neben der kristallinkörnigen kommt seltener auch die porphyrartige Struktur vor, während hyaline und schlackige Ausbildungen völlig fehlen. In der Regel trennt sich die Gesteinsmasse in schichtähnliche Bänke, deren Flächen mit der Schieferungsebene zusammenfallen. Diese Absonderung wird von manchen Geologen als wirkliche Schichtung, von anderen nur als Klüftungserscheinung angesehen.

Sehr bezeichnend ist ferner der häufige Wechsel in der petrographischen Beschaffenheit sowohl in wagrechter als auch in senkrechter Richtung. Dieser Wechsel erfolgt teils durch Aufnahme neuer und Zurücktreten der vorhandenen Gemengteile, teils durch Änderungen der Korngröße und Struktur.

Die Mineralien der kristallinen Schiefer sind zum großen Teil die nämlichen, die auch die Erstarrungsgesteine zusammensetzen: Feldspäte, Quarz, Glimmer, Hornblende und Augit, Olivin bzw. Serpentin usw. Dagegen fehlen ihnen eine Anzahl von Gemengteilen, die namentlich für die Ergußgesteine wichtig sind: Anorthoklas (= Natronmikroklin), Tridymit, Leuzit, Nephelin, Melilith, Sodalith, Nosean, basaltische Hornblende usw. Umgekehrt spielen für die kristallinen Schiefer eine große Rolle eine Reihe von Mineralien, die den Eruptivgesteinen fehlen oder doch keine typischen Bestandteile für sie sind, nämlich Chlorit, Talk, Serizit, Paragonit (Natronglimmer), Serpentin, Zoisit, Epidot, Staurolith, Cordierit, Disthen u. a. m.

Betreffs der Lagerung der kristallinen Schiefer ist zu bemerken, daß sie nirgends auf größere Erstreckung wagrecht liegen, vielmehr meist steil gestellt, gefaltet, gestaucht, zerrissen und verworfen sind. Die Art ihres geologischen Auftretens ist eine doppelte: 1. setzen sie, teils für sich allein, teils in Begleitung von eozoischen und paläozoischen Schichtgesteinen, mehr oder weniger ausgedehnte und geschlossene Massen, sogenannte Massive zusammen — so die böhmische und die skandinavische Masse, das französische Zentralplateau u. a.; 2. bilden sie die Zentralketten der jüngeren Faltengebirge, wie der Alpen, Pyrenäen, des Kaukasus, Himalayas usw.

Für die Beurteilung der Bildungsweise der kristallinen Schiefer sind neuere Arbeiten von Sauer und Rosenbusch im Schwarzwälder Gneisgebiet von Bedeutung geworden. Sie haben gelehrt, daß dort zwei petrographisch wie genetisch ganz verschiedene Gneistypen vertreten sind. Der erste, der Schapbach- oder Orthogneis von Rosenbusch[1]), ist ausgezeichnet durch gesetzmäßige chemische Zusammensetzung, sich gleichbleibende Struktur und mineralische Bestandteile und durch das Fehlen kohliger Beimengungen. Der zweite, der Rench- oder Paragneis, ist im Gegenteil gekennzeichnet durch schwankende chemische Zusammen-

[1]) Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. Abh. d. Bad. Geol. Landesanst. IV, I, 1899.

setzung, sehr wechselnde Struktur und petrographische Beschaffenheit, häufige kohlige Beimengungen und andere Merkmale. Die Orthogneise sind, wie schon die deutliche Kontaktmetamorphose der mit ihnen in Berührung kommenden Sedimente erkennen läßt, nur veränderte Eruptivgesteine, insbesondere schiefrig gewordene Randbildungen von Graniten. Der zweite Typus, die Paragneise sind umgewandelte Sedimentgesteine. Wir hätten es danach im Schwarzwald einerseits mit Eruptiv-, anderseits mit Sedimentgneisen zu tun.

Untersuchungen in anderen Gebieten, wie in den West- und Ostalpen, in der Bretagne usw., haben zu ganz ähnlichen Ergebnissen geführt und zugleich gelehrt, daß viele bis dahin als archäisch betrachtete Gneise in Wirklichkeit weit jünger, in manchen Fällen sogar karbonischen Alters sind.

Angesichts dieser Sachlage haben manche Geologen in Zweifel ziehen zu müssen geglaubt, ob es überhaupt archäische Gneise gibt. Demgegenüber muß aber betont werden, daß eingehende Untersuchungen in Wales, im nordwestlichen Schottland, im Gebiete des Oberen Sees in Nordamerika und anderwärts gezeigt haben, daß in diesen Gegenden Gneise und andere kristalline Schiefer unmittelbar von altkambrischen oder sogar von eozoischen Sedimenten überlagert werden, wobei diese jüngeren Bildungen vom Gneis durch eine große Diskordanz getrennt und in ihren tiefsten Schichten aus Trümmern des Gneises zusammengesetzt sind. Solche Gneise können natürlich nur als dem Urgebirge angehörig betrachtet werden.

Wir wollen hier nicht weiter auf die Entstehung der kristallinen Schiefer eingehen. Dies soll erst später, im Abschnitt über Gesteinsmetamorphismus geschehen, wo auch die wichtigen neuen Arbeiten von Becke und Grubenmann über diesen Gegenstand besprochen werden sollen. Hier sei darüber nur soviel bemerkt, daß alle Forscher, die sich in neuerer Zeit mit der Frage nach der Entstehung der kristallinen Schiefer beschäftigt haben, in der Annahme übereinstimmen, daß hohe Temperatur und hoher Druck, wie sie in größeren Erdtiefen herrschen, die Hauptursache für die Umwandlung eruptiver und sedimentärer Gesteine zu kristallinen Schiefern darstellen.

Seit langer Zeit unterscheidet man innerhalb der kristallinen Schiefer drei Haupttypen: Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit. Diese Reihenfolge ist — wenigstens im großen ganzen — auch die Altersfolge der drei Gesteine, und in derselben Reihenfolge nimmt auch ihre Kristallinität ab: der Gneis ist das am stärksten kristalline Glied der archäischen Gesteinsreihe, der Phyllit das am wenigsten kristalline, und in der Mitte zwischen beiden stehen die Glimmerschiefer. So verhält es sich z. B. im Erz- und Fichtelgebirge, im Odenwald, in den alpinen Zentralmassiven und an vielen anderen Stellen.

Im einzelnen sei über die drei Typen folgendes bemerkt:

1. Gneis.

Seine wesentlichen Bestandteile sind Quarz, Glimmer und Feldspat. Dieser letzte ist meist Orthoklas oder Albit (Orthoklasgneis), aber es gibt auch Gneise mit Kalknatronfeldspäten (Plagioklasgneise). Als Glimmer treten Muskovit und Biotit — oft beide nebeneinander („Zweiglimmergneise") —, seltener Serizit (Serizitgneis) auf. Die mineralische Zusammensetzung der Gneise ist somit die nämliche wie die der Granite, denen indes die schiefrige Struktur der Gneise fehlt. Es gibt indes Übergänge zwischen beiden Gesteinen (Granitgneis, Gneisgranit).

Zu den genannten Hauptgemengteilen kommen oft noch manche andere, wie besonders Hornblende, Granat, Turmalin, Epidot, Cordierit, Graphit usw. (Hornblende-, Granat-, Cordieritgneis usw.).

Alle diese Gesteine besitzen eine schiefrige oder auch — durch die Ausbildung kleiner linsen- bis knotenförmiger Mineralmassen — flaserige Textur. Daneben gibt es aber auch Gneise mit stengeliger sowie mit gebänderter Textur.

Als häufige Begleitgesteine der Gneise sind noch gewisse quarz- und orthoklasfreie Hornblende- und Augitgesteine mit oft nur schwach oder kaum entwickelter Schieferung zu nennen. Zu jenen gehören die Amphibolite und Nephrite, zu diesen die farbenprächtigen grasgrünen, Augit (Omphazit) und roten Granat enthaltenden Eklogite (besonders im Fichtelgebirge, aber auch im sächsischen Granulitgebirge, in Kärnten, Tirol usw.).

Die Verbreitung der Gneise ist außerordentlich groß und umfaßt, wie schon bemerkt, die ganze Erde. Als deutsche Verbreitungsgebiete seien genannt Schwarzwald und Vogesen, Odenwald und Spessart, Thüringer Wald, Kyffhäuser, Fichtelgebirge, Erzgebirge, Bayrischer Wald, Riesengebirge. Sonstige große Gneisgebiete in den Alpen, in Skandinavien und Finnland, Schottland, Kanada, Brasilien usw.

2. Glimmerschiefer.

Ausgesprochen schiefrige Gemenge von Quarz und Glimmer (Muskovit oder Biotit oder beide nebeneinander, seltener Paragonit, während Feldspäte sehr zurücktreten oder ganz fehlen. Daneben zahlreiche akzessorische Gemengteile, wie Granat, Turmalin, Hornblende, Andalusit, Cyanit, Epidot, Eisenglimmer, Graphit u. a.

An die echten Glimmerschiefer schließen sich als Begleiter an:

Chloritschiefer. Quarz und Chlorit sowie viele akzessorische Mineralien (Granat, Turmalin, Magneteisen usw.).

Talkschiefer. Talk mit mehr oder weniger Quarz, Chlorit, Glimmer.

Hornblendeschiefer. Hornblende mit Beimengungen von Quarz, Biotit, Epidot und vielen akzessorischen Mineralien.

Quarzitschiefer, durch Zurücktreten des Glimmers entstehend, mitunter in Quarzite übergehend.

Kalkglimmerschiefer, mehr oder weniger reich an Kalkspat, durch dessen Zunahme das Gestein in Marmor übergehen kann.

Auch die Glimmerschiefer besitzen eine ungemein große, sich an die der Gneise anschließende Verbreitung.

3. Phyllit (Tonglimmerschiefer, Urtonschiefer).

Ein Sammelname für verschiedene meist graue, dünngeschieferte, auf den Spaltungsflächen seidig bis metallisch glänzende, oft fein gefältelte Gesteine. Ihre Zusammensetzung ist im wesentlichen die des Glimmerschiefers, aber die Gemengteile sind von mikroskopischer Kleinheit, so daß man die Phyllite treffend als mikroskopische Glimmerschiefer bezeichnet hat. Wie die hierhergehörigen Gesteine stratigraphisch an der Grenze von Urgebirge und Sedimentformationen auftreten und besonders der jetzt als eozoisch oder algonkisch bezeichneten Gesteinsreihe angehören, so stellen sie auch petrographisch Übergangsglieder zwischen den kristallinen Schiefern und Sedimenten, insbesondere zwischen Glimmerschiefern und Tonschiefern dar.

Zur Phyllitgruppe gehören die grünen Schiefer (hornblende-, augit- und chlorithaltig), die Serizitschiefer, Graphitschiefer, Eisenglanzschiefer, Quarzitschiefer u. a. m.

Die Verbreitung der Phyllite ist zwar geringer als die der Glimmerschiefer, aber keineswegs unbeträchtlich. Deutsche Vorkommen am Taunus, im Spessart, Harz, Erzgebirge, Fichtelgebirge usw. In den Alpen in langen schmalen Zügen die Gneiskerne der Zentralmassive umgebend.

Es muß schließlich noch hervorgehoben werden, daß die kristallinen Schiefer in allen Zonen linsen- bis stockförmige Einschaltungen von fremdartigen Gesteinen enthalten. So außer den schon genannten, namentlich als Gneisbegleiter nicht seltenen Amphiboliten und Eklogiten noch verschiedene andere silikatische Gesteine, wie Serpentin, Granat- und Epidotfels; dann aber als häufige Erscheinung Einlagerungen von Marmor (Carrara in Italien, Laas in Tirol usw.) und körnigem Dolomit (Binnental, Schweiz), von Spateisen (Hüttenberg in Kärnten), Magneteisen (Arendal in Südnorwegen, Danemora in Schweden), Eisenglanz (Krivoi Rog in Südrußland) und Sulfiden von Eisen, Kupfer, Zink, Blei (Bodenmais im Bayrischen Wald, Sulitelmagebiet in Norwegen) usw.

2. Kristalline Massengesteine oder Eruptiv-(Durchbruchs-)Gesteine.

Innerhalb dieser Klasse geben sich erhebliche Unterschiede zwischen solchen Gesteinen zu erkennen, die an oder doch in der Nähe der Erdober-



fläche erstarrt sind, den Erguß- und Ganggesteinen, und solchen, die sich in der Tiefe verfestigt haben, den Tiefengesteinen (Fig. 47).

Man pflegt die Tiefengesteine auch als plutonisch oder Plutonite, die Gang- und Ergußgesteine als vulkanisch oder Vulkanite zu bezeichnen.

Diese Unterschiede machen sich einmal im geologischen Verhalten geltend. Die Erguß- oder Effusivgesteine bilden strom- oder

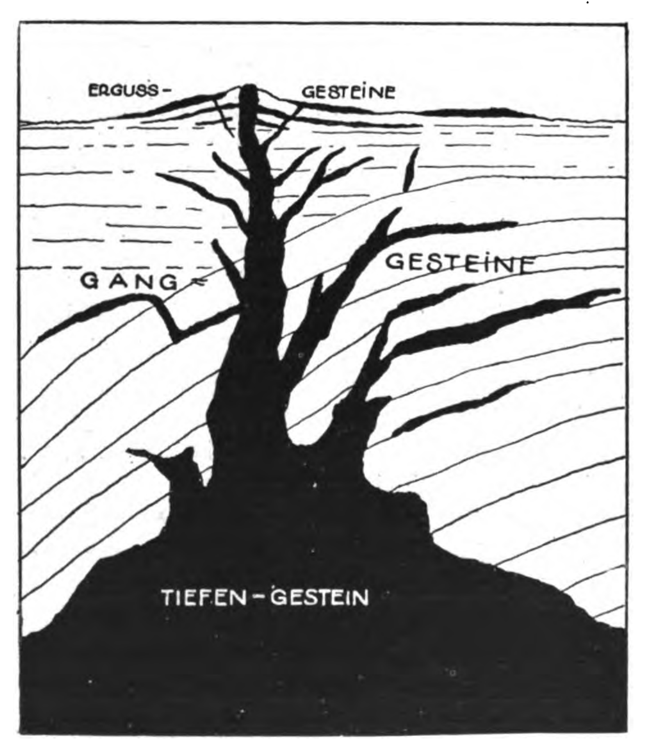


Fig. 47. Erguß-, Gang- und Tiefengesteine.

deckenförmige, oft von Vulkanen oder Kuppenbergen ausgehende Massen, die in innigster Verbindung mit Gängen stehen und häufig von Tuffen und Aschen begleitet werden. Die Tiefengesteine dagegen setzen stock- oder lagerförmige Massen von oft sehr großer Mächtigkeit und Ausdehnung zusammen. Sie sind offenbar in der Tiefe, wie man sich ausdrückt, „intratellurisch" oder „subkrustal" erstarrt.

Dasselbe Magma, das an der Erdoberfläche einen Lavastrom oder eine Decke bildet, muß in größerer Tiefe als Tiefengestein erstarren. Man wird daher erwarten dürfen, daß einem jeden Ergußgestein auch ein bestimmtes Tiefengestein entspricht. In Wirklichkeit sind indes nur selten die zusammengehörigen Erguß- und Tiefengesteine nebeneinander zu beobachten,

was sich daraus erklärt, daß gewöhnlich eine lange Abtragung erforderlich war, um das Tiefengestein bloßzulegen, daß aber dieselbe Abtragung das zugehörige Gang- und Ergußgestein zu zerstören pflegt. Damit zusammenhängend erscheinen uns die Vulkanite im allgemeinen jünger als die Plutonite. In Europa haben diese vornehmlich ein paläozoisches oder vorpaläozoisches Alter. Je mehr sich aber unsere Kenntnis der außereuropäischen Gebiete erweitert, desto häufiger werden uns geologisch jüngere Tiefenintrusionen bekannt.

Mit diesen Unterschieden im Auftreten hängen innig zusammen Unterschiede in der Struktur. Die Ergußgesteine sind überwiegend porphyrisch, die Tiefengesteine überwiegend kristallinkörnig. Bei den Effusivgesteinen finden sich häufig porösblasige, schlackige sowie fluidale und glasige Ausbildungen; den Tiefengesteinen fehlen solche.

Endlich machen sich auch in der mineralischen Mischung Unterschiede bemerkbar. So kommen, um von anderem nicht zu reden, Leuzit, Nosean, Hauyn, Melilith ganz überwiegend nur in Ergußgesteinen vor, und auch Nephelin ist in solchen viel häufiger als in Tiefengesteinen.

Für die mineralische[1]) und damit auch für die chemische Zusammensetzung der kristallinen Massengesteine ist von besonderer Wichtigkeit ihr Gehalt an Kieselsäure (ihre Azidität). Man unterscheidet danach schon lange zwei Hauptgruppen: die sauren (kieselsäurereicheren) Gesteine und die basischen (kieselsäureärmeren). Die sauren Gesteine sind ausgezeichnet durch das Vorhandensein von freier Kieselsäure (Quarz) und sauren Feldspäten (besonders Orthoklas); die basischen durch das Fehlen von Quarz, durch basische Feldspäte (Kalk-Natron-Feldspäte) und einen höheren Gehalt an eisen-, kalzium- und magnesiumreichen Mineralien, wie besonders Augit und Hornblende, Olivin, Magnet- und Titaneisen. Die sauren enthalten 60—80 % Kieselsäure, die basischen nur 45—60 %. Der Gehalt an Eisen, Kalzium und besonders an Magnesium ist in den basischen Gesteinen höher[2]). Das spezifische Gewicht endlich beträgt bei den sauren Gesteinen 2,3—2,7, bei den basischen 2,7—3,2.

[1]) Nach F. W. CLARKE würden an der Zusammensetzung der kristallinen Massengesteine die Mineralien in folgender Menge beteiligt sein:

Feldspäte	59,5 %
Hornblenden und Augite	16,8 %
Quarz	12,0 %
Biotit	3,8 %
Titanmineralien	1,5 %
Apatit	0,6 %
alle übrigen Mineralien zusammen	5,8 %

[2]) Weniger bedeutsame Unterschiede liegen im stärkeren Hervortreten des Be, des B und F, ferner des Sn, Zr, Ta usw. in den sauren Gesteinen. Dagegen machen sich bei den basischen Gesteinen weit mehr geltend besonders das Cr, ferner Ti, P, S und Cl (VOGT, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 326).

Verbindet man die Unterschiede im geologischen Vorkommen und der Struktur mit den Unterschieden in der chemischen Zusammensetzung, so läßt sich für die Gesamtheit der Eruptivgesteine die nachfolgende Einteilung aufstellen:

Ergußgesteine (Vulkanite)	Liparit	Trachyt	Phonolith, Leuzitophyr	Andesit	Basalt	Pikrit
	Quarzporphyr	Quarzfreier Porphyr		Porphyrit	Melaphyr Diabas	Pikritporphyrit
Tiefengesteine (Plutonite)	Granit	Syenit	Eläolith- u. Leuzit-Syenit	Diorit	Gabbro und Norit	Peridotit, Pyroxenit

Die untere Horizontalreihe der Tabelle nehmen die Tiefengesteine ein. In der mittleren stehen diejenigen Ergußgesteine, denen, wenigstens in Deutschland, ein älteres, vortertiäres Alter zukommt, und die daher bei uns gern als altvulkanisch oder als Paläovulkanite bezeichnet werden. In der obersten Reihe endlich stehen die jüngsten, tertiären und rezenten Ergußgesteine, die Neovulkanite (Rinne, Gesteinskunde 1920, S. 157). Jede Reihe beginnt (links) mit dem sauersten und endigt mit dem basischsten Gliede. Die drei Horizontalreihen stellen auf diese Weise Parallelreihen dar, und zwar um so mehr, als alle einer Vertikalreihe angehörigen Gesteinstypen chemisch und mineralisch wesentlich gleichwertig sind.

Sehr wichtig ist die in neuerer Zeit gemachte Teilung der Eruptivgesteine in die beiden Reihen der Alkalikalkgesteine und der Alkaligesteine, die sich sowohl in der chemischen als auch in der mineralogischen Zusammensetzung ausspricht und sowohl für die Plutonite als auch für die Vulkanite Geltung hat. Den Alkalikalkgesteinen fehlen Leuzit, Nephelin, Sodalith, Melilith, Natronaugit und andere Mineralien. Besonders ausgeprägte Alkaligesteine sind die der Eläolithsyenitgruppe. Aber auch unter den Graniten, Lipariten, Trachyten, Basalten usw. gibt es Alkaligesteine.

Gruppe des Granits.

Granit. Grob- bis feinkörnige Gemenge von Quarz, Feldspat und Glimmer, manchmal auch Hornblende, seltener Augit. Von Feldspäten ist außer Orthoklas meist auch Plagioklas vorhanden. Der Glimmer tritt oft in zwei Arten auf, als dunkler Biotit und als heller Muskovit. Granite mit beiden Glimmern werden als eigentliche oder Zweiglimmergranite bezeichnet, solche, die nur Biotit führen, als Granitite. Der Quarz der

Granite zeichnet sich durch großen Reichtum an mikroskopischen Flüssigkeitseinschlüssen[1]) aus.

Der Granit ist der Typus eines kristallin-körnigen Gesteins ohne irgendwelche amorphe Zwischensubstanz. Wird die Struktur porphyrisch, wie häufig auf Gängen, so nennt man ihn Granitporphyr. Manche Ganggranite, die sogenannten Pegmatite oder Schriftgranite, sind durch grob- bis riesenkörnige Struktur ausgezeichnet. Kieselsäuregehalt im Mittel 70 %.

Der Granit gehört zu den allerverbreitetsten Plutoniten. Er tritt vornehmlich in großen Stöcken (Batholithen) oder in lakkolithischen Massen, aber auch in Gängen auf. Die allermeisten derartigen Vorkommen sind archäischen oder paläozoischen Alters — so die von Sachsen, Schlesien, dem Fichtelgebirge, Harz, Thüringen, Odenwald, Schwarzwald, von der Bretagne, Skandinavien usw.; indes gibt es in den südamerikanischen Anden, auf Elba, im südlichen Graubünden und anderweitig auch tertiäre Granite.

Quarz- oder Felsitporphyr. Er besteht aus einer lichtgrauen, rötlichen oder grünlichen, scheinbar dichten, aus Quarz, Feldspat und Glasteilchen zusammengesetzten („felsitischen") Grundmasse und darin eingebetteten Kristallen von Quarz, Feldspat (Orthoklas, oft auch Oligoklas) und meist etwas Biotit. Kieselsäuregehalt im Mittel 74 %. Dichte, keine größeren Kristallausscheidungen besitzende Abänderungen bezeichnet man als Felsitfels oder Felsophyr, solche mit glasiger Ausbildung der Grundmasse als Vitrophyre oder Pechsteine. Diese sind natürliche, bis 8 % Wasser enthaltende Gläser, die als sogenannte Fluidaltextur oft noch die Fließerscheinungen des Magmas zeigen. Die Oberfläche mancher Porphyrdecken läßt auch den heutigen Stricklaven vergleichbare Wülste erkennen.

Die Quarzporphyre treten in Gängen, Stöcken, Lagern und Decken auf. In den letztgenannten Lagerungsformen sind sie oft innig mit Tuffen verknüpft. Ihre Hauptausbruchszeit fällt in die spätkarbonische und besonders die altpermische Zeit. Dies gilt für alle deutschen Vorkommen, so die im Saar-Nahe-Gebiet, im Odenwald, Schwarzwald und den Vogesen, in Sachsen, Schlesien usw.; ferner für

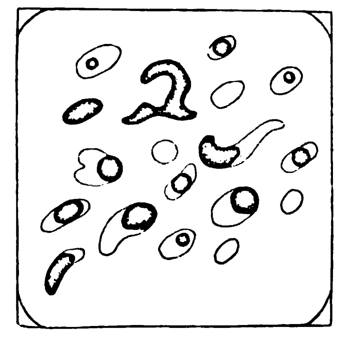


Fig. 48. Flüssigkeitseinschlüsse in Leuzit. Nach ZIRKEL.

[1]) Es sind das rundliche, selten über 0,06 mm große Einschlüsse von allerhand Flüssigkeiten (Wasser, aber auch unter Druck flüssige Gase, namentlich CO_2) in den gesteinsbildenden Mineralien. Da die meisten bei höherer Temperatur eingeschlossen wurden, so füllt die Flüssigkeit gewöhnlich nicht den ganzen Hohlraum aus, sondern läßt ein kleines, oft sehr bewegliches Bläschen, die sogenannte Libelle, übrig.

die ausgedehnte Decke von Bozen-Meran, für den Porphyr von Lugano u. a. Berühmte Pechsteinvorkommen liegen bei Meißen.

Liparit (Quarztrachyt, Rhyolith). Dem Quarzporphyr entsprechende Gesteine, die in einer felsitischen oder auch rauhporösen, mehr oder weniger glasigen Grundmasse Kristallausscheidungen von glasigem Feldspat (Sanidin), Quarz, Hornblende und Biotit enthalten. In kleinen Hohlräumen auch Tridymit. Auch hier sind Gesteine mit Fluidaltextur eine häufige Erscheinung. Wasserhaltige Liparitgläser (mit 5—9 % H_2O) werden als Liparitpechsteine, wasserarme oder -freie als Liparitobsidiane, schaumige als Liparitbimssteine bezeichnet. Besonders in Ungarn, den Euganeen und auf den Liparen. Kieselsäuregehalt 72 bis fast 80 %.

Gruppe des Syenits.

Syenit. Kristallin-körnige Gemenge von Orthoklas und Hornblende oder Augit, zu denen noch Plagioklas, Biotit und von akzessorischen Mineralien Titanit, Zirkon u. a. hinzutreten können. Im einzelnen unterscheidet man Biotit-, Hornblende- und Augitsyenite (Monzonite). Kieselsäuregehalt im Mittel 60 %. Vorkommen ähnlich dem des Granits, aber viel weniger verbreitet. Ein sehr bekanntes Vorkommen liegt im Plauenschen Grunde bei Dresden.

Quarzfreier oder Orthoklasporphyr (Orthophyr). In einer bräunlichen Grundmasse liegen größere porphyrische Ausscheidungen von Orthoklas, kleinere von Plagioklas, Hornblende, Biotit und Augit. SiO_2-Gehalt 55—69 %.

Als Decken und Ströme im Rotliegenden an der Nahe, in Thüringen; in derselben Form und in Gängen im Harzer und rheinischen Devon (Keratophyr). Mächtige Decken und Gänge bei Kristiania (Rhombenporphyr).

Quarzfreier Trachyt. Gesteine von ähnlicher Zusammensetzung, aber meist frischerer Beschaffenheit. Grundmasse lichtgrau, der Orthoklas glasig (Sanidin). SiO_2-Gehalt 57—69 %. Ähnliche Gläser wie beim Quarzporphyr und Liparit.

Die Trachyte treten in Kuppen, Decken, Strömen und Gängen auf. So im Siebengebirge (Drachenfels), im Westerwald, in Italien — Lavastrom des Arso auf Ischia, Krater von Astroni bei Pozzuoli—, in der Auvergne usw.

Gruppe des Eläolith- und Leuzitsyenits.

Ausgesprochene Alkaligesteine von verhältnismäßig beschränkter Verbreitung.

Eläolithsyenit. Gesteine von sehr wechselnder Zusammensetzung. Hauptgemengteile Alkalifeldspat und Eläolith; dazu noch Biotit,

Hornblende, Augit, Sodalith, Titanit usw. 51—56 % SiO_2. Norwegen, Ural, Portugal, Ungarn, Brasilien.

Die zugehörigen jüngeren Ergußgesteine sind Nephelinphonolith und Leuzitphonolith (Leuzitophyr).

Der Nephelinphonolith bildet feinkörnige gelbgraue Gemenge von Sanidin, Nephelin, Augit, Hornblende, Hauyn usw., die in Kuppen, Decken, Strömen und Gängen auftreten. Das überwiegend plattig abgesonderte Gestein enthält in Drusen und auf Klüften häufig Natrolith und andere Zeolithe. Bekannte deutsche Vorkommen am Hohentwiel (Hegau), am Kaiserstuhl, in der Rhön (Milseburg), Nordböhmen, Auvergne usw.

Die Nephelinleuzit- und Leuzitphonolithe sind durch das Zurücktreten oder Fehlen des Nephelins ausgezeichnet. Laacherseegebiet, Kaiserstuhl, Italien. SiO_2-Gehalt dieser Gesteine 51—58 %.

Gruppe des Diorits.

Diorit. Körnige Gemenge von Plagioklas und Hornblende, daneben oft Augit, Biotit, Quarz u. a. SiO_2-Gehalt 41—66 %. Auch die Diorite bilden stockförmige Massen im Gebiete der Granite und kristallinen Schiefer. Kyffhäuser, Odenwald usw.

Porphyrit. In dunkelrotbrauner Grundmasse Einsprenglinge von Oligoklas, Hornblende, Augit, oft auch Biotit und Quarz (Quarzporphyrit). Glasreiche Abänderungen nennt man Pechsteinporphyrite. Decken und Gänge im Rotliegenden des Harzes, Thüringer Waldes, Saar-Nahe-Gebietes und Sachsens.

Andesit. Graue bis dunkle, meist porphyrische Gesteine, die aus Augit oder Hornblende und Plagioklas, daneben Biotit, Magnetit, Apatit, Olivin usw., in seltenen Fällen auch Sanidin bestehen. Zuweilen enthalten sie auch etwas Quarz (Dazit oder Propylit Ungarns). Gläser recht verbreitet. SiO_2-Gehalt 57—62 %.

Die Andesite treten in inniger Verknüpfung mit den Trachyten auf und bilden teils kegel- bis domförmige Kuppen, teils ausgedehnte Decken, Ströme und Gänge. Ungemein verbreitet in den südamerikanischen Anden, nach denen sie benannt sind, in Japan, auf den Sundainseln, in Ungarn und Siebenbürgen, im Siebengebirge (Wolkenburg, Stenzelberg), der Auvergne usw.

Gruppe des Gabbros und Norits.

Der Gabbro bildet körnige Gemenge von oft großem Korn und besteht aus basischem Plagioklas und Diallag, zu denen im Olivingabbro Olivin hinzutritt; der Norit aus basischem Plagioklas, rhombischem Augit (Hypersthen, Enstatit), zu denen im Olivinnorit Olivin hinzukommt. SiO_2-Gehalt 47,5—49 %.

Paläozoische Gabbros treten bei uns auf in Stöcken und Gängen im Radautale bei Harzburg, in Schlesien, Sachsen usw. In Italien dagegen spielen sie eine große Rolle im Alttertiär des Apennin (Genua). Ebenso in Bosnien.

Diabas, Melaphyr und Basalt sind die Ergußformen des gabbroiden Magmas.

Diabas. Dichte bis grobkörnige Gemenge (oft mit einer besonderen „Intersertalstruktur") von Plagioklas und Augit, stets mit Eisenerz (Magnet- oder Titaneisen). Die meist grünliche Färbung rührt von einer chloritischen Zersetzung des Augits her. In den Olivindiabasen noch Olivin. Porphyrische Abänderungen nennt man Diabasporphyrite. Durch Ausfüllung der (von ehemaligen Gasblasen herrührenden) kleinen Hohlräume des Gesteins entstehen Diabasmandelsteine. Der sogenannte Variolit oder Perldiabas enthält in dichter oder glasiger Grundmasse kleine meist radialstrahlige Kügelchen. SiO_2-Gehalt 47—53 %.

Die Diabase treten besonders in mächtigen und ausgedehnten Lagern sowie in kleineren linsen- bis stockförmigen Lagergängen, seltener in echten Gängen auf. Vornehmlich im älteren Paläozoikum (Harz, Rhein. Schiefergebirge usw.), oft in Begleitung von Tuffen.

Melaphyr. Dichte bis porphyrische (Augitporphyr) Gemenge von Plagioklas und Augit, zuweilen auch Olivin. Mandelsteinbildung (Melaphyrmandelstein) sehr verbreitet. Glasreich sind die Melaphyrpechsteine. SiO_2-Gehalt 50—54 %.

Die Melaphyre treten in Gängen, Kuppen oder in mächtigen, oft von Tuffen begleiteten Lagern auf, in Deutschland im Rotliegenden der Nahegegend, des Unterharzes, Thüringens, Sachsens; in den Alpen (Südtirol) in der Trias, in der Krim in der Kreide. Dem älteren Paläozoikum gehören die Melaphyre im Kupfergebiet im Süden des Lake Superior in Nordamerika an.

Als Basalt im allgemeinen bezeichnet man dunkle, auf den ersten Blick oft kaum entzifferbare Gesteine, die in dem besonders verbreiteten Plagioklas-(Feldspat-)Basalt wesentlich aus Plagioklas, Augit, Olivin, Eisenerzen (Magnet-, Titaneisen) bestehen.

An den Basalt schließen sich eine Reihe von Gliedern, die im streng petrographischen System eine besondere Stellung einnehmen: Basanit und Tephrit, die Nephelin oder Leuzit neben Plagioklas, und Nephelinbasalt und Leuzitbasalt, die Nephelin bzw. Leuzit statt Plagioklas enthalten. Der Trapp entspricht den intersertalen Diabasen und enthält vorwiegend Titaneisen. Trachydolerit (Trachybasalt) ist SiO_2-reicher als die gewöhnlichen Basalte und enthält Orthoklas.

Fast alle Basalte enthalten Olivin, oft in großen Knollen. Alle sind mehr oder weniger glasreich, wenn auch reine Glasmassen (sogenannte Tachylyte) auf die Salbänder von Gängen und die Rinden von Strömen beschränkt sind. Ein merkwürdiges feinfadenförmiges Bimssteinglas, eine Art natür-

licher Schlackenwolle, ist das „Haar der Pele“ von Hawaii. Weit verbreitet sind schlackige und blasige Ausbildungen. Die Blasenräume der schlackigen und der Basaltmandelsteine enthalten oft mehr oder weniger gut kristallisierte Zeolithe, Kalkspat, Aragonit, auch Chalcedon, Quarz und andere Mineralien. Der SiO_2-Gehalt der Basalte schwankt zwischen 40 und 55 %.

Die Basalte bilden häufig kegel- oder kuppenförmige Berge. Sie erscheinen in mächtigen und ausgedehnten Strömen und Decken und treten oft als Lager zwischen Sedimentgesteinen auf, zumeist von Tuffen begleitet. Allenthalben finden sie sich auch als Gänge. Hauptvorkommen: Eine große Basaltzone geht quer durch Mitteleuropa von der Eifel über den Westerwald (hierher auch das Siebengebirge), Vogelsberg, Rhön, Franken nach Böhmen und Schlesien. In Süddeutschland auf der Schwäbischen Alb. Italien, Sardinien, Färöer, Island, Atlantische Vulkaninseln, Hawaii usw.

Sowohl die Diabase wie die Melaphyre und Basalte zeigen prächtige Fließerscheinungen an den glasig erstarrten Oberflächen (Strick- und Fladenlaven).

Gruppe der Olivinfelse oder **Peridotite, der Augitfelse** oder **Pyroxenite.**

Dem Gabbro nahestehende, insbesondere manchen Gliedern der Diabas- und Basaltgesteine verwandte, durch das Fehlen von Feldspat ausgezeichnete Gemenge. Der Olivinfels (Dunit, Lherzolith) enthält neben vorwaltendem Olivin (Peridot) noch Diallag, Enstatit oder Hypersthen, auch Hornblende, Spinell (Picotit), Chromeisen u. a. Die Pyroxenite (Augitite) sind ebenfalls feldspatfreie, hauptsächlich aus Pyroxen (Diallag, Enstatit, Hypersthen) bestehende, daneben Olivin, Granat u. a. führende Gesteine.

Die grünlichschwarzen Pikrite, die durch Zurücktreten des Plagioklases aus den Olivindiabasen entstehen, sind hauptsächlich aus Olivin (Serpentin) und Augit, daneben aus Biotit, Hornblende, Eisenerz usw. zusammengesetzt. Im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges, des Vogtlandes, Fichtelgebirges und Englands. Durch seine Diamantführung berühmt ist der Pikritporphyr oder Kimberlit von Südafrika.

Den Pyroxeniten ist nach ROSENBUSCH auch zuzurechnen der Limburgit („Magmabasalt“) vom Kaiserstuhl bei Freiburg, ein glasreiches, aus Olivin und Augit bestehendes Stromgestein. Ähnliche tertiäre Ergußgesteine auch in Hessen, der Rhön, Sachsen usw. Hornblende-Limburgite auf der Insel Palma, am Kilimandscharo.

Ein sehr verbreitetes Umwandlungsgebilde der genannten olivinführenden Gesteine ist der Serpentin.

Anhang: Vulkanische Tuffe.

Im vorstehenden war bereits mehrfach die Rede von Tuffen, die zusammen mit Eruptivgesteinen auftreten, teils als Begleiter von Gängen oder

als Füllmasse gegenwärtiger oder ehemaliger Vulkanschlote, teils in Wechsellagerung mit Deckenergüssen, wie so häufig bei unseren deutschen Basalten, Diabasen, Porphyren.

Alle diese Tuffgesteine sind hervorgegangen aus der Anhäufung vulkanischer Auswurfsmassen (vulkanische Aschen, Sande, Lapilli, Bomben), die teils auf trockener Unterlage, teils in Wasserbecken niederfielen. In diesem letzten Falle enthalten sie nicht selten Versteinerungen — namentlich Blattreste — und können in echte Sedimente, in Tone, Sandsteine usw. übergehen. Mitunter bestehen sie aus gröberen Gesteinsbrocken und dann spricht man wohl von vulkanischen Brekzien und Agglomeraten; gewöhnlich aber sind sie mehr oder weniger feinerdig und durch verkittende Lösungen oder auch durch Druck verfestigt, und dann nennt man sie Tuffe. Die allermeisten sind deutlich geschichtet; aber es gibt auch kaum geschichtete bis ungeschichtete Tuffe.

Je nach ihrem Ursprungsstoffe unterscheidet man Basalt- und Trachyttuff (zu diesem auch der Traß), Porphyrtuff (zu diesem die äußerst feinerdigen, vielleicht durch Zusammenschlämmung entstandenen Tonsteine im Rotliegenden Sachsens und der Nahegegend), Diabastuff (dazu die Mehrzahl der stark schiefrig gewordenen kalkspatreichen sogenannten Schalsteine Nassaus, Ostthüringens usw.). Eine besondere Abart der Tuffe stellen die aus losen Kristallen von Augit, Hornblende, Leuzit usw. bestehenden Kristalltuffe dar, wie man sie in Italien, im Westerwald und anderweitig antrifft.

Da die Tuffe Ablagerungen aus der Luft oder in Wasser darstellen, mitunter Versteinerungen führen und in Sedimentgesteine übergehen, so könnte man sie auch diesen zurechnen. Indes sind ihre Beziehungen zu den Ergußgesteinen so innige, daß es besser erscheint, sie diesen anzuhängen.

3. Sedimentgesteine.

Ihre wichtigsten Kennzeichen sind bereits oben (S. 155) angegeben worden. Sie sind, wie dort ausgeführt, entweder im Wasser oder aus der Luft abgesetzt worden. Die allermeisten sind im Meere entstanden.

Im Unterschiede zu der mehr oder weniger gesetzmäßigen, sich in allen Teilen wesentlich gleichbleibenden Zusammensetzung der Eruptivgesteine ist die Zusammensetzung der Sedimentgesteine eine regellose und mehr zufällige. Dies hängt mit der Art ihrer Entstehung zusammen: sie sind in allen Fällen aus der mechanischen Zerkleinerung oder Auslaugung von älteren Gesteinen — hauptsächlich von Erstarrungsgesteinen — hervorgegangen, oder aus der Mischung der Zersetzungsrückstände solcher Gesteine mit Stoffen,

die aus Lösungen abgeschieden wurden oder organischen Ursprungs sind.

Was die Bildungsweise der hierhergehörigen Gesteine im einzelnen betrifft, so wird sich im zweiten Teile dieses Buches, bei Besprechung der Wirkungen der Atmosphäre, der Quellen, Flüsse, Seen, des Eises, des Meeres und der Organismen, vielfach Gelegenheit bieten, auf das eine oder das andere einzugehen. Außerdem soll am Ende der „äußeren Dynamik“ eine zusammenfassende Übersicht über die verschiedenen Entstehungsarten der Sedimentgesteine gegeben werden. Hier soll nur eine Einteilung der Sedimente nach ihrer stofflichen Beschaffenheit Platz finden. Man kann unterscheiden:

1. Gruppe der grob- und mittel-, seltener auch feinklastischen Gesteine: Konglomerate und Sandsteine.

Es sind das die von K. Friedr. Naumann als Psephite bzw. als Psammite bezeichneten Gesteine. Sie lassen sich einteilen in lose und in verfestigte Trümmersedimente.

a) Lockere Gebilde.

Hierher gehören Gerölle, Kies und Grus oder Grand. Alle bestehen aus mehr oder weniger abgerundeten Gesteinsbruchstücken, die bei den Geröllen am größten, beim Grus am kleinsten sind. Schutt zeichnet sich durch eckige Gestalt der Trümmer aus. Sinkt die Größe der Körner unter 1 cm, so spricht man von

Sand. Manche Sande bestehen nur aus Quarzkörnern (Quarzsande), andere enthalten daneben Körner von Feldspat, Glimmer, Augit und anderen Mineralien. Die Spatsande des norddeutschen Diluviums enthalten zahlreiche Körner von rotem Orthoklas, die Glaukonitsande solche von grünem Glaukonit. Die allerfeinsten Sande bezeichnet man als Schluff.

An die Feinsande schließt sich der Löß, ein überaus feinerdiges, wasserdurchlässiges, meist schichtungsloses gelbliches Gebilde, das in der Hauptsache aus Quarzstaub besteht, dem geringe Mengen von Ton, Eisenoxydhydrat und Kalk beigemengt sind. Über die Entstehungsweise dieses in Mitteleuropa, namentlich aber in China sehr verbreiteten Gesteins sollen später, bei Besprechung der äolischen Ablagerungen, nähere Mitteilungen gemacht werden.

Die Sande spielen allenthalben eine große Rolle im Tertiär und Quartär. Ebendaselbst haben auch Kies- und Geröllablagerungen eine ungemeine Verbreitung.

b) Verfestigte Gebilde.

Sie entstehen aus den vorigen durch nachträgliche Verkittung, die entweder mechanisch oder durch einen Tongehalt oder durch wäßrige Lö-

sungen (Kieselsäure, Kalk usw.) bedingt ist. Namentlich kieseliges und kalkiges Bindemittel verleiht dem Gestein oft eine große Festigkeit.

Hierher gehören die aus Geröllen und Grus hervorgehenden Konglomerate mit gerundeten, und die aus Schutt entstehenden Brekzien mit eckigen Gesteinstrümmern. Namentlich die Konglomerate sind in allen Formationen sehr verbreitet, weniger die Brekzien.

Ein ausgezeichnetes, einige tausend Meter mächtiges Konglomerat ist die sogenannte Nagelfluh der Schweizer Molasse; aber auch im deutschen Karbon und Rotliegenden kommen mächtige und weit aushaltende Konglomerate vor.

Die sogenannte Grauwacke ist ein grob- bis feinkörniges, aus meist eckigen Bruchstücken von Quarz — darunter häufig Milchquarzgerölle —, Ton- und Kieselschiefer, Feldspatkörnern usw. bestehendes Gestein. Sie ist in Deutschland besonders im Paläozoikum sehr häufig; im Apennin aber gibt es ähnliche Gesteine auch in der Flyschformation.

Durch Verkittung der Sande entstehen die Sandsteine. Je nach der Beschaffenheit der Mineralkörner und des Bindemittels unterscheidet man Quarz-, Feldspat-, Glimmer-, Glaukonit-, Kiesel-, Ton-, Eisen-, Kalk- und noch andere Sandsteine. Solche, die reich an oft kaolinisiertem Feldspat sind und daneben Glimmerblättchen enthalten, bezeichnet man als Arkosen. Die sogenannten Tigersandsteine erhalten durch kleine eisen- und manganhaltige Kügelchen ein geflecktes Aussehen.

Sandsteine sind in allen Formationen sehr verbreitet. Bei uns spielen sie eine Hauptrolle für die Zusammensetzung des Buntsandsteins, des Keupers, des Quadersandsteins.

An die Sandsteine schließen sich die Quarzite: hellfarbige, sehr harte, durch kieseliges Bindemittel ausgezeichnete Gesteine, die namentlich im älteren Paläozoikum häufig sind.

2. Gruppe der Tongesteine.

Kryptoklastische[1]), aus der Verwitterung von Feldspatgesteinen hervorgehende, wesentlich aus wasserhaltigem (zum großen Teil kolloidalem) Tonerdesilikat bestehende Gesteine, die außerdem Quarzstaub, Teilchen von Glimmer und anderen Mineralien enthalten und durch Eisenoxyd oder -hydroxyd rot, gelblich oder bräunlich, namentlich aber durch organische Beimengungen grau, bläulich oder schwarz gefärbt sind.

Ton. Seine reinste Form ist die des Kaolins, des am Bildungsorte verbliebenen Zersetzungsrückstandes der Feldspäte. Die allermeisten Tone aber sind verschwemmte, oft wiederholt umgelagerte und durch fremde Bei-

[1]) K. Fr. Naumann hat die Gesteine dieser Gruppe Pelite genannt.

mengungen, besonders durch Sand verunreinigte Gesteine. Meist grau, geschichtet, wasserundurchlässig. Als Schlamm und Schlick bezeichnet man die Tonabsätze im Mündungsgebiete größerer Flüsse und am Boden der Seen und des Meeres. Tone mit stärkerem Sand- und gewöhnlich auch Eisengehalt nennt man Lehme; solche, die nach der Schichtungsebene spalten und dadurch schiefrig geworden sind, Schiefertone, solche mit größerem Kalkgehalt Mergel.

Durch Gebirgsdruck verfestigte und schiefrig gewordene Tongesteine werden als Tonschiefer bezeichnet, bei großer Festigkeit und stark entwickelter Schieferung als Dachschiefer, bei griffelförmiger Ablösung als Griffelschiefer, bei sehr großer Härte als Wetzschiefer. Durch einen hohen Gehalt an kohligen Stoffen sind ausgezeichnet die Zeichen-, Kohlen- und Brandschiefer, durch gleichzeitige Beimengung von Eisenkies der Alaunschiefer.

Die Tongesteine gehören zu den verbreitetsten Sedimenten aller Erdzeiten. In jüngeren Formationen treten sie als Tone und Schiefertone, in älteren als Tonschiefer auf.

3. Gruppe der Kalkgesteine.

Die hierher gehörigen Gesteine sind zum großen Teil organischen Ursprungs und durch tierische oder pflanzliche Tätigkeit teils im Meere (Globigerinen- und andere Tiefseeschlamme, Korallen- und andere Riffbildungen, Algenkalke u. a.), teils (Seekreide) im süßen Wasser gebildet. Aber auch auf unorganischem Wege, durch Abscheidung aus heißen oder kalten Wässern, können Kalkgesteine (Kalksinter oder Kalktuffe) entstehen. Die meisten sind wohlgeschichtet, bald dünnschichtig, bald mehr oder weniger dickbankig. Nur die Riffkalke zeichnen sich durch Schichtungslosigkeit aus.

Marmor: reiner kristallin-körniger Kalk.

Gemeiner Kalkstein: feinkörniger bis dichter Kalkstein von grauer, gelblicher, schwarzer und anderen Farben. Durch Aufnahme von Ton in tonigen Kalkstein übergehend, durch solche von Mg-Karbonat in dolomitischen, durch solche von SiO_2 in Kieselkalk. Bitumenreiche Kalke werden als bituminöse, solche mit kugeligen Konkretionen (Ooiden) als oolithische Kalke bezeichnet.

Kreide: ein weißer, erdiger, abfärbender, zum großen Teil aus mikroskopischen Tierschälchen bestehender Kalkstein.

Kalksinter, Kalktuff, Travertin: meist hellfarbige löcherige, krustenförmige Ausscheidungen, teils von Kalkspat, teils von Aragonit aus Quellwässern.

Dolomit: dichtes bis körniges, meist poröses bis löcheriges, schich-

tiges bis massiges, gelblichgraues Dolomitgestein. Zellig-löcherige Abänderungen werden Rauhwacke genannt.

Kalkmergel (ein toniger) und Mergelschiefer (ein toniger und zugleich schiefriger Kalkstein) bilden Übergänge der Kalk- in die Tongruppe.

Kalksteine sind in allen geologischen Formationen verbreitet. In Deutschland in größeren reineren Massen besonders im Devon Westfalens, Nassaus, des Harzes, im Malm Süddeutschlands; weniger reine im Muschelkalk, Pläner. Kreide in Südengland, Nordfrankreich, Ostseegebiet. Dolomit in großen Massen in der Trias besonders der Südostalpen.

4. Gruppe der kieseligen Gesteine.

Teils im Meere oder auch im süßen Wasser gebildete organische Kieselsäuresedimente, teils chemische Abscheidungen aus warmen und kalten Wässern (Kieselsinter, Opal).

Kieselsinter: Abscheidungen heißer Quellen (Island, Yellowstone-Park usw.). Süßwasser- oder Mühlsteinquarz: aus süßem Wasser ausgeschiedene löcherige Massen. Hornstein, Jaspis, Feuerstein oder Flint, Kieselschiefer: kryptokristalline derbe Quarzmassen. Der letztgenannte durch kohlige Beimengungen meist schwärzlich, oft gebändert und polytom zerklüftet. Opal: amorphe SiO_2-Ausscheidungen. Kieselgur, Tripel: hellgrau, erdig, aus mikroskopischen Panzern von Diatomeen bestehend, sich in Sümpfen und Seen bildend. Diatomeen- und Radiolarienschlamm: wesentlich aus den kieseligen Skeletten von Diatomeen bzw. Radiolarien bestehende Schlamme der Tiefsee.

Verbreitung dieser Gesteine verhältnismäßig gering. Kieselschiefer wesentlich paläozoisch, Feuerstein in Knollen oder auch Lagen in der Schreibkreide, Süßwasserquarz und Tripel im Tertiär, Opal besonders in Vulkaniten (bei Hanau im Basalt, in Sachsen im Porphyr, in Schlesien im Serpentin, in Ungarn im Trachyt), aber auch in tertiären Sedimenten (Niederhessen).

5. Gruppe der Salz- und Gipsgesteine.

Leichtlösliche, durch Abscheidung aus Binnenmeeren oder Wüstenseen entstandene Massen.

Steinsalz und Kali- (Edel- oder Abraum-) Salze. Gips und Anhydrit (wasserhaltiges und wasserfreies Kalziumsulfat).

Man kann hier anschließen den Salpeter ($NaNO_3$), der oberflächliche Ablagerungen von großer Ausdehnung in der regenlosen Zone des nördlichen Chile bildet.

Verbreitung ebenfalls verhältnismäßig beschränkt. Steinsalz in Begleitung von Anhydrit und Gips in den verschiedensten Formationen. In Deutschland besonders im Zechstein (hier auch mächtige Kalisalze), außerdem

im Röth, mittleren Muschelkalk, mittleren Keuper, im Weald. Tertiäre Salzlager im Oberelsaß (hier auch Kalisalze) und Galizien.

6. Gruppe der Erzgesteine.

Sie umfaßt einige der verbreitetsten, oft in großen Massen auftretenden metallischen Vorkommen der Erdrinde, insbesondere von Eisenerzen.

a) Oxydische Eisenerze: Eisenglanz und Roteisenstein, Magneteisenstein, Brauneisenstein.

b) Karbonatische Eisenerze: Spateisenstein.

c) Sulfidische Erze: Eisenkies oder Pyrit (FeS_2), Magnetkies (Fe_7S_8), Kupferkies ($CuFeS_2$), Zinkblende (ZnS), Bleiglanz (PbS). — Manganerze (Pyrolusit u. a.).

Alle genannten Erze treten teils in größeren linsenförmigen Massen, teils in Lagern und Gängen inmitten kristalliner Schiefer und Massengesteine oder in sedimentären Gesteinen auf; seltener — wie manche Brauneisen- und Manganerzablagerungen — als jugendliche (tertiäre und quartäre) Oberflächenbildungen.

7. Gruppe der Kohlengesteine.

Alles organische, besonders aus der Umbildung von Pflanzenstoffen hervorgegangene Gesteine. Humus (bei der Zersetzung abgestorbener Pflanzen und Tiere übrig bleibende Massen), Torf, Moder und Sapropel oder Faulschlamm. Braunkohle, Steinkohle, Anthrazit. Ihre Bildungsweise soll später erörtert werden.

Dieser Gruppe pflegt man auch anzureihen die flüssigen und festen Kohlenwasserstoffverbindungen der Erde, besonders Stein- oder Erdöl und Asphalt. Auch der Guano kann hier angeschlossen werden.

8. Gruppe des Schnees und Eises.

Diese anscheinend so vergänglichen äolischen Sedimente bedecken nicht nur in den Polargebieten und den Hochgebirgen ansehnliche Flächen, sondern finden sich auch, wie bei Besprechung der geologischen Wirkungen des Eises näher auszuführen sein wird, im nördlichen Sibirien und anderweitig als diluviale Gebilde, auf Island sogar in Wechsellagerung mit vulkanischen Auswurfsmassen.

---

v. Hise[1]) nimmt an, daß die Tongesteine 65 v. H. aller Schichtgesteine ausmachen, die Sandsteine 30 v. H., die kalkigen Gesteine 5 v. H. Fr. W.

[1]) v. Hise, Treatise on metamorphism. U. St. Geol. Surv., Mon. 47, 1904, S. 940.

CLARKE[1]) dagegen schätzt die Tongesteine auf 80 v. H., die Sandsteine auf 15 v. H., die kalkigen Gesteine auf 5 v. H. Nach ihm würden die Sedimentgesteine insgesamt eine Hülle von nur einigen achthundert Metern Dicke um die Erde herum bilden.

Wichtiger als die petrographische Beschaffenheit ist für die Sedimentgesteine das geologische Alter, nach dem man sie ohne Rücksicht auf ihre für die Stratigraphie wenig belangreiche chemische und mineralische Zusammensetzung diesen oder jenen Zeitabschnitten zuteilt[2]).

Wir geben nachstehend eine Übersicht über die hauptsächlichsten jetzt unterschiedenen geologischen Gruppen, Formationen und Stufen:

Gruppe	Formation	Stufen
V. Neozoische Gruppe	2. Quartärformation	Alluvium Diluvium
	1. Tertiärformation	Pliozän Miozän Oligozän Eozän Paleozän
IV. Mesozoische Gruppe	3. Kreideformation	Obere Kreide Untere Kreide
	2. Juraformation	Oberer Jura oder Malm Mittlerer Jura oder Dogger Unterer Jura oder Lias
	1. Triasformation	Keuper Muschelkalk Buntsandstein
III. Paläozoische Gruppe	5. Permformation	Zechstein Rotliegendes
	4. Karbon-(Steinkohlen-) Formation	Oberkarbon (produktives Karbon) Unterkarbon (Kohlenkalk und Kulm)
	3. Devonformation	Oberdevon Mitteldevon Unterdevon
	2. Silurformation	Obersilur Untersilur
	1. Kambrische Formation	Oberkambrium Mittelkambrium Unterkambrium

II. Eo- oder archäozoische Gesteinsgruppe (Algonkium).
I. Azoische oder archäische Gesteinsgruppe (Urgebirge).

---

[1]) FR. W. CLARKE, Data of geochemistry. U. St. Geol. Surv., Bull. Nr. 491, S. 30 ff., 1911.

[2]) Unsere ganze geologische Zeitrechnung beruht auf den Sedimentgesteinen, da nur sie infolge ihrer Schichtung und Versteinerungsführung die Möglichkeit bieten, die

Absonderungs-(Schwund-)Formen der Gesteine[1].

Fast an allen Gesteinen beobachtet man bald ohne weiteres hervortretende, bald mehr versteckte und erst beim Zerschlagen oder bei eintretender Verwitterung sichtbar werdende Ablösungsflächen, durch welche die Gesteinsmasse in mehr oder weniger regelmäßig gestaltete Körper zerfällt. In vielen Fällen hängen diese Kluftflächen offenbar mit der Auslösung von Spannungen innerhalb der Erdrinde zusammen, und für diese Art von Ablösungen hat DAUBRÉE den Namen Diaklasen vorgeschlagen[2]. In anderen Fällen aber, die von den eben berührten nicht immer leicht zu trennen sind, ist die Klüftung eine Folge der Zusammenziehung, die das Eruptivgestein bei seiner Erstarrung[3], das ursprünglich feuchte Sediment bei seiner Austrocknung erlitt. Ganz treffend werden daher solche Absonderungsformen von den Franzosen als *formes de retrait*, Rückzugs- oder Schwundformen bezeichnet.

Man pflegt folgende Absonderungsformen zu unterscheiden:

Die **unregelmäßige** (unregelmäßig-polyedrische). Hier trennt sich die Gesteinsmasse in Stücke von regelloser, kantiger und eckiger Gestalt. Diese Absonderungsform ist sowohl bei Sedimentgesteinen, wie Grauwacken, Kalksteinen, Quarziten, als auch bei Eruptivgesteinen, wie Porphyren und Grünsteinen, sehr verbreitet.

Die **parallelepipedische.** Sie wird durch drei sich unter rechtem Winkel schneidende Kluftsysteme hervorgebracht, wobei in manchen Fällen die Schichtfugen die Rolle des einen Kluftsystems übernehmen.

E. SUESS führt in einer seiner letzten Arbeiten[4] die beiden steilen bis senkrechten Absonderungsflächen, die er als echte Diaklasen be-

---

Zeit ihrer Bildung über weite Gebiete zu verfolgen. Die Eruptivgesteine lassen sich zu diesem Zwecke nicht verwerten, da ihre petrographische Beschaffenheit keineswegs einen sicheren Schluß auf ihr Alter erlaubt, welches vielmehr nach dem Alter der von ihnen durchbrochenen Sedimentgesteine bestimmt wird.

[1]) Vgl. JUSTUS ROTH, Die Kugelformen im Mineralreiche, 1844. — ZIRKEL, Lehrbuch der Petrographie, I, S. 98, 1866. — H. v. HÖFER, Schwundspalten. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien Bd. 8, S. 1, 1915.

[2]) DAUBRÉE, Experimentalgeologie. Deutsche Ausgabe. Braunschweig 1880.

[3]) Es ist zwar auch die gegenteilige Vermutung ausgesprochen worden, nämlich daß die Absonderungen durch Volumzunahme bei der Erstarrung und dadurch bedingten Druck der einzelnen Gesteinskörper gegeneinander entstanden seien. Allein schon die Untersuchungen von C. BARUS (High temperature work in igneous fusion. Bull. U. St. Geol. Surv. Nr. 103, 1893), die in unzweideutiger Weise gezeigt haben, daß das geschmolzene Silikat ein erheblich größeres Volum einnimmt als das feste, entziehen jener Auffassung allen Boden.

[4]) SUESS, Über Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1913, S. 13.

zeichnet, auf die Zerlegung der gebirgsbildenden Kraft, d. h. des tangentialen Rindendrucks, nach dem Kräfteparallelogramm zurück. Die dritte, flache bis wagrechte Absonderung nennt er Bathroklase.

Sind die Abstände der Ablösungsflächen so groß, daß das Gestein dadurch in große kubische Massen zerlegt wird, so spricht man von **quaderförmiger** Absonderung. Sie kommt namentlich bei Sedimentgesteinen vor, deren Schichtfugen das eine (wagrechte) Kluftsystem zu vertreten pflegen. Ein treffliches Beispiel quaderförmiger Absonderung bietet der

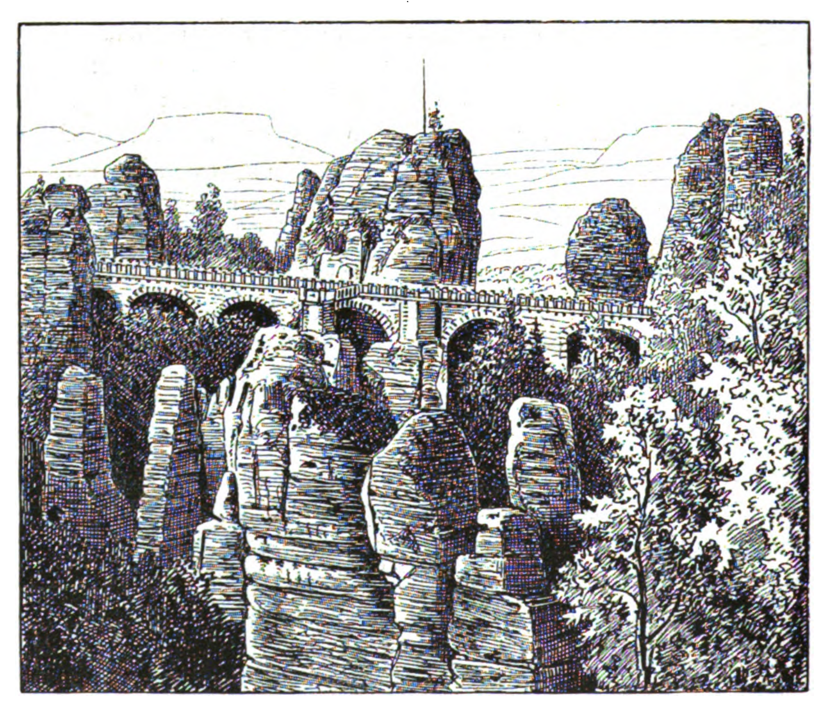


Fig. 49. Quaderförmige Absonderung des sächsischen Kreidesandsteins. Bastei (Sächsische Schweiz). Nach Photographie.

(Quader-) Sandstein der sächsisch-böhmischen Schweiz (Fig. 49). Der Bunte Sandstein des Haardtgebirges besitzt eine ähnliche Absonderung, und auch die Dolomite Südtirols, „deren Nadeln durch riesige Diaklasen bestimmt werden“ (E. Suess), verdanken ihre bekannten Formen dem Vorhandensein zweier rechtwinklig zur Schichtung stehender Klüftungen.

Wie im großen, so kommen ähnliche, durch Schwund des Gesteins beim Austrocknen entstandene Absonderungsformen an den allerverschiedensten Sedimenten auch im kleinen vor. So stellt Fig. 50 eine ausgezeichnete kleinprismatisch zerklüftete Kalkplatte dar, wie sie in den Nodosenschichten des hessischen Muschelkalks in ansehnlicher Verbreitung anzutreffen sind. Eine

überaus ähnliche Platte von Triassandstein von Idria hat v. Höfer in seiner oben angeführten Abhandlung über Schwundformen[1]) abgebildet. Fig. 51

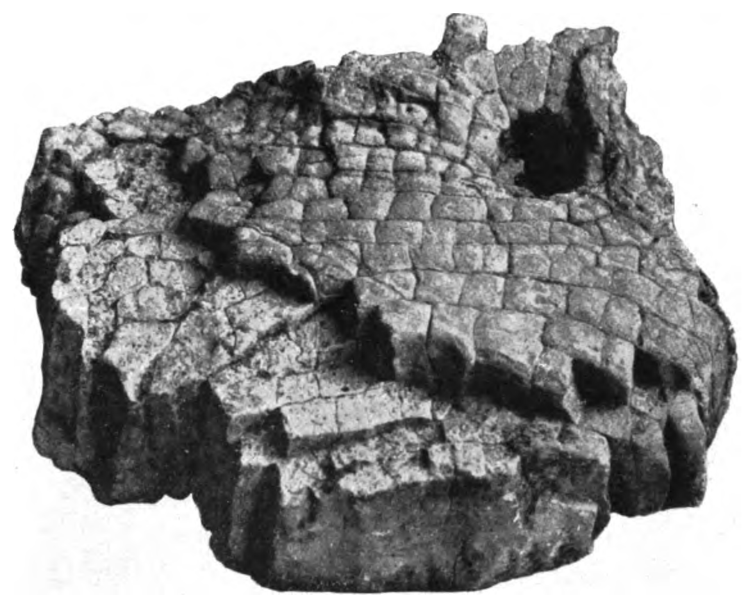


Fig. 50. Zerklüftung (Schwundformen) am Nodosenkalk von Spangenberg (Hessen). Urstück im Marburger Geologischen Museum.



Fig. 51. Schwundformen in der Rinde einer Sphärosideritkonkretion aus dem Tertiär von Halle a. d. S. Urstück im Marburger Geologischen Museum.

dagegen stellt eine vergleichbare Zusammenziehungserscheinung einer tertiären Toneisensteinkonkretion dar.

[1]) v. Höfer, Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1915, T. 2, Fig. 4.

Auch Tone zeigen nicht selten eine auf die gleiche Ursache zurückzuführende stengelige Absonderung. So ist eine solche, schon mehr als prismatisch oder säulenförmig zu bezeichnende Zerklüftung sehr deutlich zu ersehen an einer mir vorliegenden Photographie eines diluvialen (?) Tonlagers der Gegend von Graudenz, und in seltener Vollkommenheit tritt eine kleinstengelige Absonderung hervor an der in Fig. 52 abgebildeten, im Besitz des Marburger Geologischen Instituts befindlichen Probe eines tertiären Tones von Altschlirf am Vogelsberg.

Während die besprochenen Absonderungen namentlich bei Schichtgesteinen häufig und dann größtenteils tektonischen Ursprungs sind, gilt

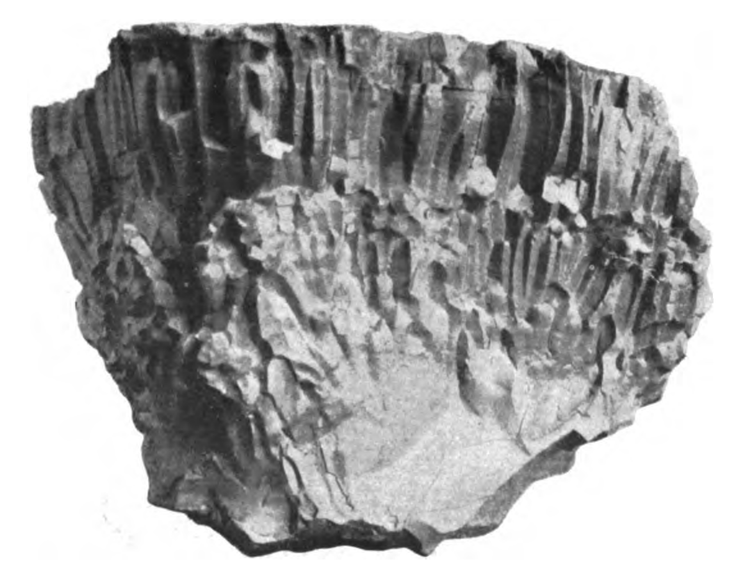


Fig. 52. Tertiärer Ton mit ausgezeichneter kleinstengeliger Absonderung. Altschlirf. Urstück im Marburger Geologischen Museum.

dies nicht von den nun zu besprechenden Absonderungsformen, die ganz wesentlich an Eruptivgesteine gebunden und daher als Erstarrungserscheinungen zu deuten sind.

Plattige Absonderung. Bei dieser trennt sich das Gestein in parallele tafelförmige Platten, deren Flächen gewöhnlich eben, mitunter aber auch etwas gekrümmt sind. Diese Absonderung ist auf Spannungsunterschiede in der erstarrenden Masse zurückzuführen, die sich senkrecht zur Abkühlungsfläche geltend machten. Dadurch bildete sich eine plattige Zerlegung des Gesteins aus, die sich um so stärker entwickelte, je rascher die Abkühlung erfolgte. Aus diesem Grunde ist die Plattung in manchen Fällen nur in den äußeren, rasch erstarrten Teilen der Gesteinsmasse, also bei (Lava-) Strömen in der Nähe der Oberfläche, bei (Eruptiv-) Gängen in der Nähe

ihrer Ränder (der sogenannten Salbänder) deutlich entwickelt, während sie nach innen zu verschwindet.

Werden die Platten sehr dick — wie dies besonders beim Granit vorkommt — so spricht man von bankförmiger Absonderung (Fig. 53). Umgekehrt können die Platten so dünn werden, daß eine förmlich schiefrige Textur entsteht, wie bei manchen Phonolithen, Trachyten, Quarzporphyren und Basalten.

Prismatisch-säulige Absonderung. Hier trennt sich das Gestein in lauter oft wunderbar regelmäßige Prismen oder Säulen. Diese Art von

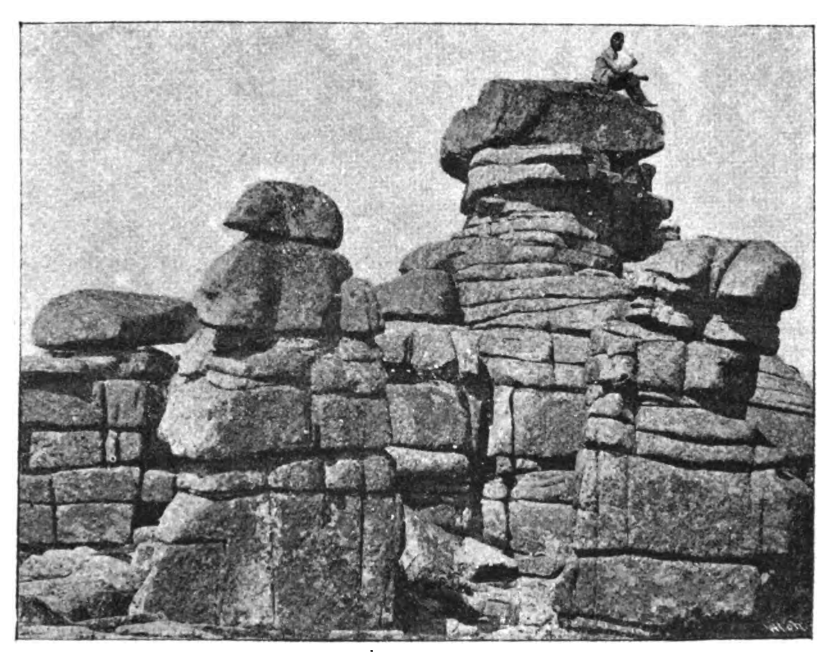


Fig. 53. Bankförmige Absonderung des Granits. Mädelsteine im Riesengebirge. Nach Photographie.

Absonderung ist namentlich an Basaltkuppen oft in ausgezeichneter Weise entwickelt. Auch sie ist eine echte Abkühlungserscheinung. Man kann sich vorstellen, daß die sich am raschesten abkühlende Oberfläche der Eruptivmasse (wie austrocknender Schlamm) in polyedrische Stücke zerriß, und indem dann diese oberflächlichen Zerreißungen mit fortschreitender Erkaltung immer tiefer in das Gestein eindrangen, entstanden allmählich die Säulen[1]). Diese sind daher immer senkrecht zur Abkühlungsfläche geordnet, also bei

[1]) Eingehende Betrachtungen über die wahrscheinliche Entstehungsart der säuligen Absonderung der Eruptivgesteine findet man in der letzten Arbeit von E. Suess in den Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien 1913, S. 13.

Strömen senkrecht zur Ober- und Unterfläche, bei Gängen senkrecht zum Salbande (Fig. 54). Auch die Säulenabsonderung ist um so besser entwickelt, je schneller das Gestein erstarrte, und daher oft nur an den oberflächlichen oder randlichen Teilen von Strömen und Gängen zu beobachten. Mitunter aber besitzen selbst sehr mächtige Eruptivmassen durch ihre ganze Masse

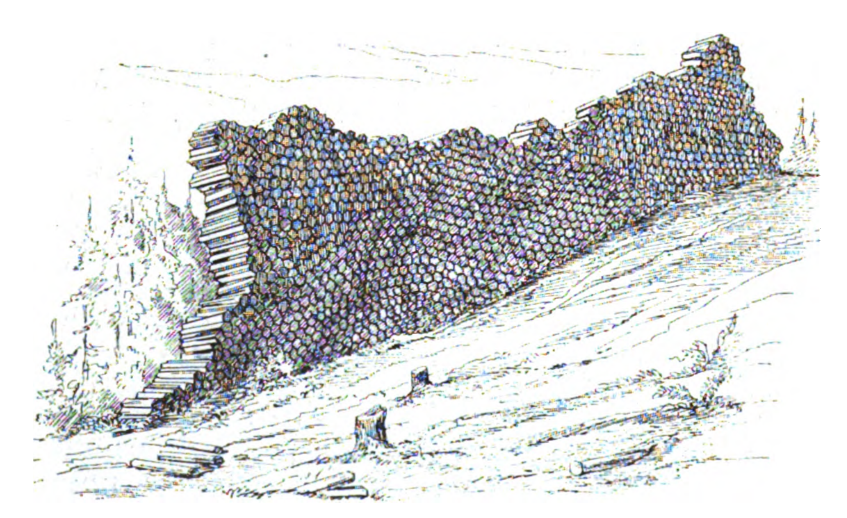


Fig. 54. Teufelsmauer bei Oschitz in Böhmen. Ein 25 km langer, 2 m mächtiger, vielfach mauerförmig aufragender Basaltgang.

hindurch Säulenabsonderung. An rheinischen Basaltkuppen werden die Säulen gegen 30 m, an den Basaltvorkommen der schottischen Küste und von Island doppelt so lang.

Gewöhnlich sind die Säulen gerade, mitunter aber auch gekrümmt oder gebogen. Ihre Dicke und Flächenzahl ist sehr schwankend. Meist sind sie

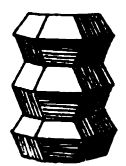
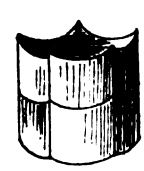
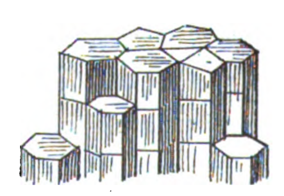




Fig. 55. Verschiedene Säulenformen des Basalts.

sechsseitig und 2—3 dm stark; doch kommen auch meterstarke, wie anderseits nur fingerdicke Prismen vor. Dabei besitzen längere Säulen meist eine mehr oder weniger regelmäßige Quergliederung, die der Abkühlungsfläche parallel stehend, eine mit der säuligen verbundene plattige Absonderung darstellt. Sind die Abstände der Querablösungen nahezu so groß wie die Dicke der Säulen, so lösen diese sich in übereinander gepackte kurze Prismen

oder richtiger in große abgeplattete Ellipsoide auf. Ein bekanntes Beispiel dieser Absonderungsform bietet die Käsgrotte bei Bertrich in der südlichen Eifel (Fig. 56). In der Regel sind die Querablösungen ebenflächig; es kann

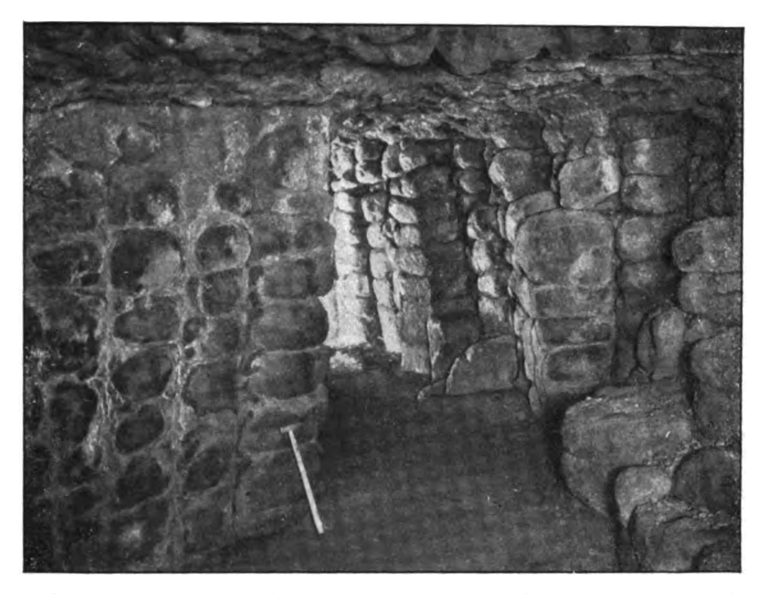


Fig. 56. „Käsgrotte“ bei Bertrich in der Eifel. Basaltischer Lavastrom, an der Unterseite in Prismen mit ausgezeichneter Kugelabsonderung gegliedert. Nach Photographie von Bruno Baumgärtel.

aber auch vorkommen, daß die Querflächen an einem Ende konvex, am anderen konkav sind, oder sie können die Gestalt von oben und unten abgestutzten Doppelpyramiden annehmen (Fig. 55).

In betreff der Lage und Anordnung der Säulen ist noch zu bemerken, daß sie bald senkrecht, bald geneigt, bald wagrecht, hier parallel, dort divergent stehen. Bei manchen Eruptivkuppen sind die Säulen — nach dem Gesetz, daß sie stets rechtwinklig zur Abkühlungsfläche stehen — so geordnet, daß sie von der äußeren Mantelfläche der Kuppe überall nach innen und unten zusammenstrahlen. Sie haben so eine fächerförmige Anordnung, wie sie unter anderem sehr schön der Scheidskopf bei Remagen (vgl. Fig. 113, S. 223) zeigt.

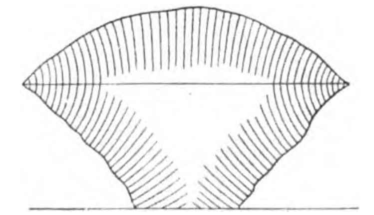


Fig. 57. Anordnung der Säulen einer Eruptivkuppe an der Oberfläche und in einiger Tiefe.

An den meisten rheinischen und hessischen Basaltbergen aber ist umgekehrt ein Zusammenstrahlen nach oben, gegen eine mittlere Senkrechte zu beobachten, so daß die Säulen gleich den Scheiten eines Kohlenmeilers ge-

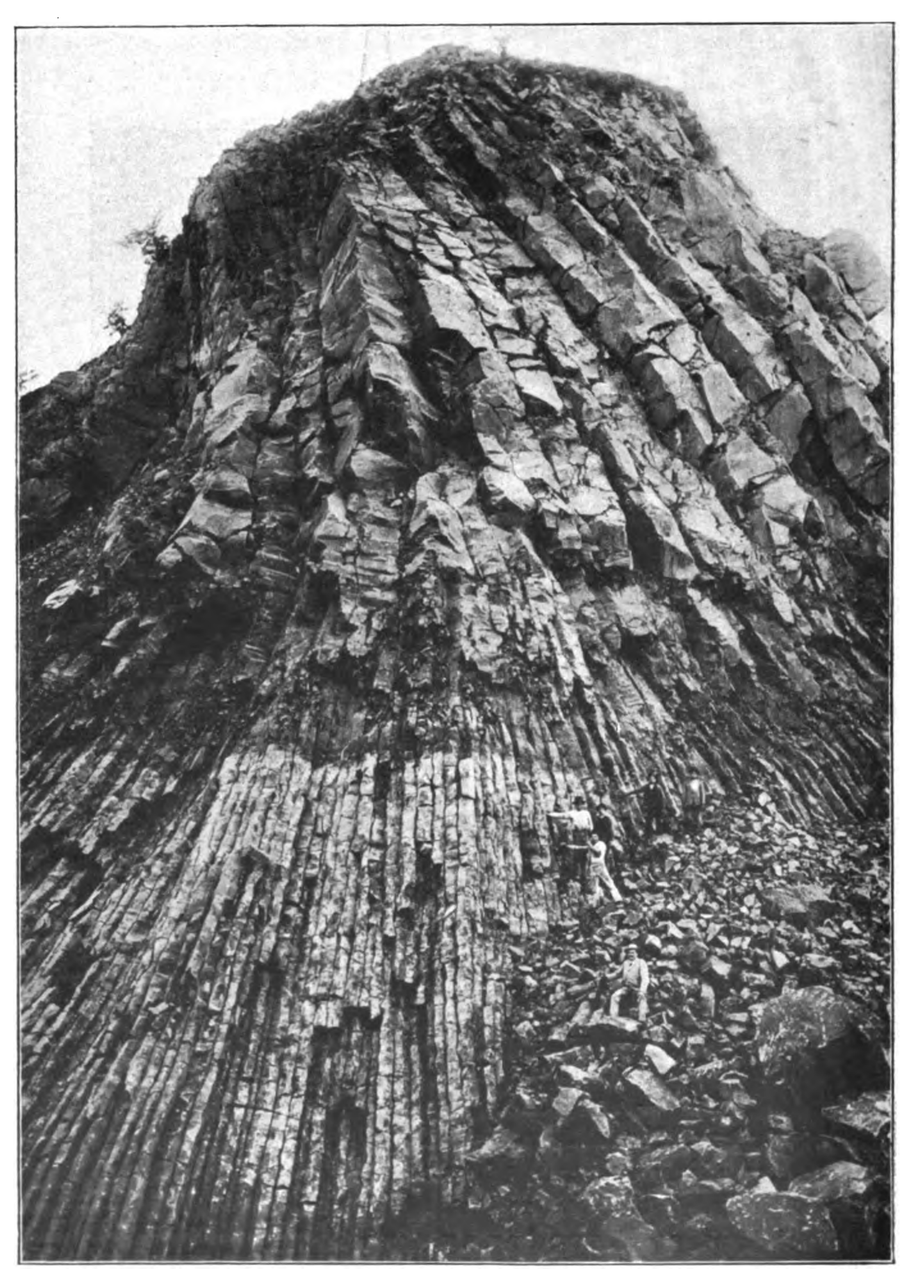


Fig. 58. Basaltsteinbruch am Bühl bei Weimar unweit Kassel (1896).
Zeigt sehr schön die meilerförmige Anordnung der Basaltsäulen, ihre Querabsonderung und die Auflösung der zuoberst sehr dicken Basaltprismen in Büschel von weit schlankeren Säulen nach unten.

ordnet sind[1]) (Fig. 58). Es ist das die sogenannte Meilerstellung der Säulen. Man hat es in diesem Falle nur mit der Tiefenfortsetzung einer abgetragenen Kuppe zu tun. Dieselbe Basaltmasse, die an der Oberfläche, in der Kuppe, fächerförmige Säulenstellung besaß, muß — wie Fig. 57 erläutert — infolge der Verjüngung ihres Stieles in größerer Tiefe (unterhalb der oberen Horizontallinie unserer Figur) meilerförmige Säulenstellung zeigen, und zwar auch wieder auf Grund des Gesetzes, daß die Säulen senkrecht zur Abkühlungsfläche — hier der Berührungslinie mit dem Nebengestein — geordnet sind.

Wie bereits bemerkt, ist die säulenförmige Absonderung besonders beim Basalt sowie an rezenten basaltischen Lavaströmen oft ausgezeichnet ent-

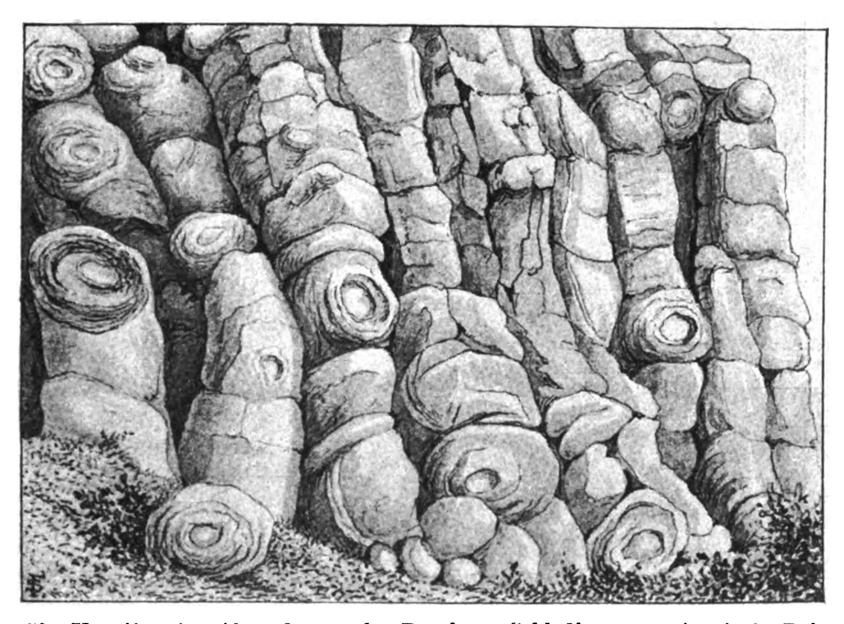


Fig. 59. Kugelförmige Absonderung des Basaltes. Schloßberg von Aussig in Böhmen.

wickelt; aber auch Trachyt (und Obsidian), Diabas, Diorit, Quarzporphyr und Granit zeigen mitunter die gleiche Zerklüftungsform. Bei Sedimentgesteinen ist sie viel seltener. Bekannt ist sie beim tertiären Gips vom Montmartre bei Paris, beim Buntsandstein von Toulon usw. Häufiger ist sie da, wo Schichtgesteine von Eruptivgesteinen durchbrochen werden. In solchen Fällen hat die starke Erhitzung und nachfolgende Abkühlung eine mehr oder weniger vollkommene prismatische Absonderung des Sediments hervorgerufen. So zeigt z. B. der Buntsandstein in Berührung mit dem

[1]) In ausgezeichneter Weise ist diese Säulenanordnung zu beobachten in dem gewaltigen (200—300 m Durchmesser besitzenden) zirkusförmigen Steinbruche, in dem der Basalt des Dattenberges bei Linz a. Rh. abgebaut wird.

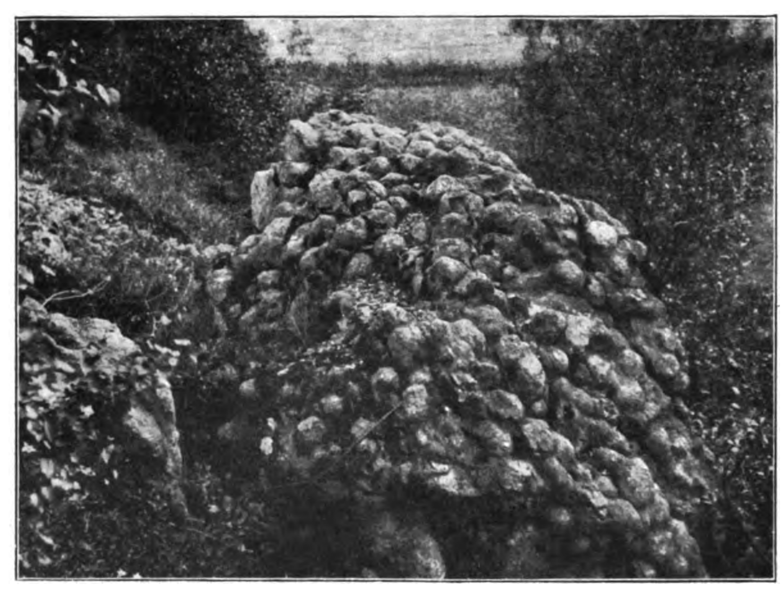


Fig. 60. Kugelig abgesonderter Granit. Warmbrunn (Riesengebirge).

Basalt am Wildenstein bei Büdingen eine deutliche kleinprismatische Absonderung, und ebenso die in Anthrazit (sogenannte Stangenkohle) umgewandelte Braunkohle am Meißner, wo sie von Basalt durchbrochen wird.

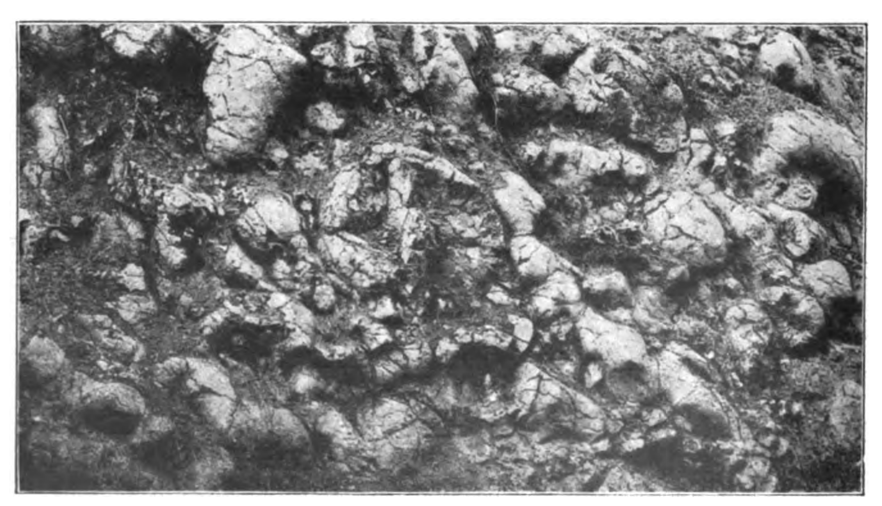


Fig. 61. Deckdiabas von Oberscheld im Dillenburgschen mit seinen bezeichnenden gekröseähnlichen Absonderungsformen.

Bekannt ist, daß auch die Gestellsteine von Hochöfen mit der Zeit infolge der langandauernden starken Erhitzung die nämliche Absonderung annehmen.

In engem Zusammenhang mit der säuligen steht die **kugelige Absonderung.** Schon die Käsgrotte bei Bertrich (Fig. 56) zeigt, wie mit der säulenförmigen sphäroidische Absonderung verknüpft sein kann. In der Tat kann man häufig beobachten, daß Basaltsäulen nach der Tagesoberfläche zu in mehr oder weniger regelmäßige Kugeln zerfallen. Diese Absonderung ist dadurch entstanden, daß das erstarrende Gestein sich um einzelne Mittelpunkte herum zusammenzog, wobei die Querablösungen eine krummschalige Gestalt annahmen. So bildeten sich konzentrisch-schalig gebaute Gesteinsellipsoide oder Kugeln, die bald weiter voneinander abstehen, bald einander berühren und sich in diesem Fall oft in der Regelmäßigkeit ihrer Form stören. Die Größe der Kugeln schwankt zwischen Bruchteilen eines Dezimeters und einem Meter und darüber.

Wie die säulenförmige so ist auch die kugelige Absonderung sehr bezeichnend für Eruptivgesteine. Sie findet sich hier namentlich bei Basalten

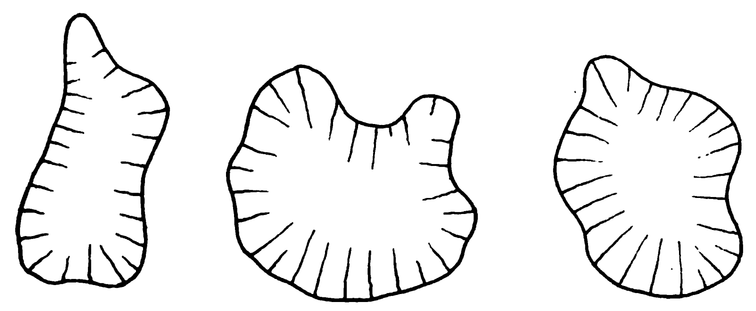


Fig. 62. Stengelige Klüftung der Absonderungssphäroide des in Fig. 61 abgebildeten Gesteins im Querbruch (ungefähr $^1/_{10}$ natürl. Gr.).

und Diabasen, kommt aber auch bei Melaphyren, Trachyten, Porphyren und Graniten vor (Fig. 60). Diorit, Syenit und Gabbro zeigen ebenfalls nicht selten eine versteckte Absonderung in oft mehrere Meter große, schalig gebaute Sphäroide. An Sedimentgesteinen tritt die kugelige Absonderung weit seltener auf. Sie ist zu beobachten an den basaltischen Tuffen des Veronesischen, am alttertiären Macignosandstein Liguriens, an der unterdevonischen Grauwacke des Ehrenbreitsteins bei Koblenz (nach Nöggerath), an der Steinkohle von Altwasser in Schlesien usw.

Eine sehr eigentümliche unregelmäßig-sphäroidische Absonderung zeichnet manche Diabase aus. Die Gesteinsmasse zerfällt in bis metergroße, mannigfach verzogene und verbogene Sphäroide, die bald Tonnen oder Walzen, bald Säcken oder Schläuchen ähnlich sind. Das Innere der Absonderungskörper zeigt eine stengelige Absonderung, derart, daß die Stengel senkrecht zur Oberfläche der Sphäroide stehen und nach deren Zentrum konvergieren (Fig. 62).

Diese Absonderung ist sehr schön entwickelt an dem untermeerisch er-

starrten oberdevonischen Deckdiabas der Dillgegend (Fig. 61), aber auch an den gleichaltrigen Diabasen Cornwalls, den altsilurischen Diabasen Südschottlands usw. (pillow structure der englischen Geologen)[1]. Sie erklärt sich wohl aus einer noch nach Ausbildung der ursprünglich regelmäßig kugelförmigen Absonderungskörper stattgehabten, wenn auch nur äußerst schwachen Fließbewegung der betreffenden Gesteinsströme.

Weniger häufig als die besprochenen Klüftungsformen ist die **zylindrische.** Ein bekanntes Beispiel bietet der Andesit des Stenzelberges im Siebengebirge, der mächtige, aus sich konzentrisch umhüllenden Schalen bestehende Zylinder aufweist.

Lagerungsformen der Gesteine.

Unter der Lagerungsform eines Gesteins versteht man die Gestalt, die seine Masse im großen hat und die bestimmend ist für seine Begrenzung gegen die umgebenden Gesteinsmassen. Je nach ihrer Bildungsart treten die Gesteine in sehr verschiedenen Lagerungsformen auf. Zu den allerwichtigsten und schon am längsten unterschiedenen gehören einerseits die Schichten und anderseits die Gänge mit den sich an sie anschließenden Stiel- oder Schlotgängen, den Gesteinsstöcken, den Lakkolithen und Batholithen, den Strömen, Decken und Lagern.

Man könnte sich versucht fühlen, die Lagerungsform der Schichten, die das Ergebnis einer Gesteinsbildung durch von außen her wirkende, exogene Kräfte darstellt, der Gesamtheit der übrigen Formen, die ihre Entstehung zumeist endogenen, aus dem Inneren der Erde wirkenden Kräften verdanken, gegenüberzustellen und demgemäß zu unterscheiden: 1. exogene Lagerung oder Schichtung und 2. endogene oder Durchbruchs- (durchgreifende) Lagerung. Diese Einteilung scheitert indes daran, daß zwar alle Gesteinskuppen, -decken und -lager und ebenso die meisten Gesteinsströme und -stöcke sowie viele Gänge eruptiven oder endogenen Ursprungs sind, daß es aber neben den Eruptivgängen auch Gänge und ebenso Stöcke und Ströme von unzweifelhaft exogener Entstehung gibt.

Schichtung.

Ein großer Teil der Erdkruste ist aus platten- oder tafelförmigen Gesteinsmassen zusammengesetzt, die gleich den Blättern eines Buches übereinanderliegen und mit diesen auch das gemein haben, daß sie bei verhältnis-

[1] Reid u. Dewey, Quart. Journ. Geol. Soc. London Bd. 64, S. 264, 1908. — Flett, British pillow lavas. Geol. Mag. 1911, S. 202.

mäßig geringer Dicke eine bedeutende wagrechte Ausdehnung besitzen. Diese Gesteinsplatten werden als Schichten bezeichnet. Die sie nach oben und unten begrenzenden, gewöhnlich miteinander parallelen und mehr oder weniger ebenen Flächen nennt man Schichtflächen, und zwar die untere Sohlfläche, die obere Dachfläche.

Jede Schicht ist von der überliegenden ebenso wie von der unterliegenden durch eine Fuge, die Schichtfuge getrennt. Früher sah man jede Schicht als Ergebnis eines ununterbrochenen Ablagerungsvorganges, jede Schichtfuge aber als Ergebnis einer zeitweiligen Unterbrechung im Gesteinsabsatze an.

Dieser alten Unterbrechungstheorie ist später JOH. WALTHER[1]) entgegengetreten. Nach ihm sollen Schichtfugen nicht mit einer Unterbrechung im Gesteinsabsatze, sondern mit einem Wechsel, einer Änderung des abgelagerten Stoffes, „einem Wandel der petrographischen Fazies" zusammenhängen. Tritt keine solche Änderung ein, so bilden sich auch keine Schichtfugen; es entstehen dann vielmehr Sedimentanhäufungen ohne Schichtfugen, wie der Löß, wie die meisten Riffkalke und viele Gips- und Steinsalzmassen, für die das Fehlen von Schichtung geradezu bezeichnend ist.

Wie indes K. ANDRÉE[2]) in einer vor kurzem erschienenen Arbeit betont, ist die Schichtung für die Sedimentgesteine nicht so wesentlich, wie vielfach angenommen wird. Die Anschauung WALTHERS, daß die Schichtfugen auf eine Änderung in der petrographischen Beschaffenheit des sedimentierten Materials zurückzuführen seien, trifft zwar für die meisten Schichtungen zu; anderseits fehlt es aber nicht an Beispielen, die beweisen, daß die Schichtfuge tatsächlich mit einer Unterbrechung im Ablagerungsvorgange zusammenfällt. Solche Unterbrechungen, „Sedimentationslücken", sind häufig mit einem Fazieswechsel verbunden, während sie in anderen Fällen ohne einen solchen eingetreten sind. Dies kann durch verschiedene Umstände herbeigeführt werden. Meistens liegen den Lücken Abtragungen der bereits abgelagerten Sedimente durch die Brandung oder durch Meeresströmungen zugrunde; in anderen Fällen dagegen hängen sie mit Stillständen in der Sedimentation zusammen, während welcher die Oberfläche der vorher abgelagerten, den Meeresgrund bildenden Schicht einer teilweisen Zerstörung durch Auflösung unterlag, wie sich das am deutlichsten an den später zu beschreibenden angeätzten Versteinerungen zeigt.

Nach alledem wird man aussprechen dürfen, daß die Schichtung ihren Grund entweder (und zwar hauptsächlich) in einer Änderung in der Beschaffenheit des ab-

---

[1]) WALTHER, Lithogenesis der Gegenwart S. 620, 1894.

[2]) ANDRÉE, Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundschau VI, S. 351, 1916.

gelagerten Stoffes oder aber in einer Unterbrechung des Absatzvorganges hat.

Von mehreren übereinander liegenden Schichten bezeichnet man diejenige, die unmittelbar *über* einer gegebenen Schicht liegt, als deren *Hangendes*, diejenige, die unmittelbar *darunter* liegt, als deren *Liegendes* — Ausdrücke, die der bergmännischen Sprache entlehnt, allgemeinen Eingang in die deutsche geologische Fachsprache gefunden haben. Der Bergmannssprache ist auch der Ausdruck „*Mächtigkeit*" entnommen. Man versteht darunter den senkrechten Abstand von Sohl- und Dachfläche. Die Mächtigkeit der Schichten schwankt zwischen Bruchteilen eines Zentimeters und vielen Metern.

Die Mächtigkeit einer Schicht gibt keinen Maßstab für die Länge der zu ihrer Entstehung erforderlichen Zeit. Es gibt Schichten, die vielleicht nur einem Teil eines Jahres (einer Hochwasserperiode, einem Sommer oder Winter) entsprechen, und andere, deren Entstehung viele Jahre, vielleicht Jahrhunderte oder Jahrtausende erfordert hat. Es wird später auszuführen sein, daß im allgemeinen der Sedimentabsatz in tiefem Meere sehr langsam, in der Flachsee dagegen rasch erfolgt.

Man kann aussprechen, daß *alle Schichten das Ergebnis eines Gesteinsabsatzes von außen her* darstellen, der entweder im Wasser oder in der Luft erfolgte. Um sich die Bildungsumstände geschichteter Ablagerungen zu vergegenwärtigen, braucht man sich nur einen Binnensee vorzustellen, in den ein oder mehrere Flüsse münden. Ein jeder dieser Flüsse führt gröberes oder feineres Gesteinsmaterial, Sand, Kies, Schlamm usw. mit sich, die in mehr oder weniger wagrechten Lagen auf dem Seeboden ausgebreitet werden und die Entstehung von Schichten veranlassen. Die genannten Stoffe werden aber nicht alle zu gleicher Zeit und ohne Regel in den See gelangen. Zu Zeiten niederen Wasserstandes, wenn die Kraft des Flusses geringer ist, werden nur feine Schlammteilchen zur Ablagerung kommen und tonige Schichten gebildet werden, während bei hohem Wasserstande gröbere Stoffe, Sand, Kies und Gerölle abgesetzt werden. Auf diese Weise wird allmählich eine große Zahl übereinanderliegender Schichten entstehen können, die einen mehr oder minder regelmäßigen Wechsel von feinerem und gröberem Material aufweisen und aus Lagen von Geröllen, Kies, Sand, Schlamm und — falls der Fluß zeitweise Treibholz und sonstige pflanzliche Reste mit sich führt — auch aus kohligen Zwischenschichten bestehen.

Eine größere Zahl von übereinander liegenden, einander in der Entstehungsweise und im Alter nahestehenden Schichten — wie die nach und nach im gedachten Landsee gebildeten — bezeichnet man als *Schichtenreihe*, *Schichtenfolge*, *Schichtengruppe*, *Schichtenserie*. *Schichtenkomplex*. Einzelne petrographisch abweichende

Schichten einer solchen Reihe werden F l ö z e oder L a g e r (Kohlenflöze, Eisensteinlager usw.) genannt.

Die Ausdehnung der Schichten ist sehr verschieden. Man kennt solche, die — wie das Kupferschieferflöz unserer Zechsteinformation — von Thüringen bis an den Niederrhein und nach Schlesien reichen. Am größten wird im allgemeinen die Verbreitung der Tiefseeablagerungen sein. Mächtige Schichten, namentlich solche von kalkiger und toniger Beschaffenheit, be-

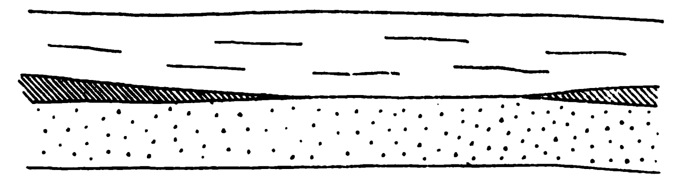


Fig. 63. Auskeilen und Wiederaufsetzen einer Schicht.

sitzen in der Regel eine größere Ausdehnung als wenig mächtige. Verhältnismäßig gering pflegt die Ausdehnung konglomeratischer Schichten zu sein.

Die Ausdehnung der einzelnen Schicht kann indes auch im günstigsten Falle nur eine beschränkte sein. Man darf nämlich nicht vergessen, daß alle Schichtenbildung durch Absatz fester Stoffe von e i n z e l n e n P u n k t e n oder verhältnismäßig k u r z e n L i n i e n aus erfolgt. Im oben angenommenen Beispiel des Landsees würden die Mündungsstellen der Flüsse solche

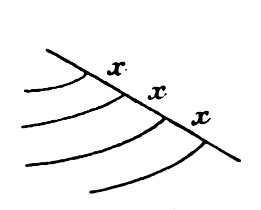


Fig. 64 a. Schichtenköpfe.

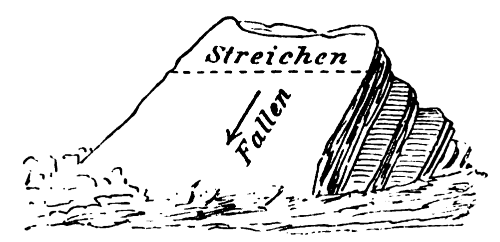


Fig. 64 b. Streichen und Fallen.

Punkte sein. An diesen werden die entstehenden Sedimente ihre größte Mächtigkeit erlangen, während mit Entfernung von jenen Speisepunkten ihre Dicke allmählich abnehmen wird. Abcr auch wo die Sedimentation längs einer längeren Linie stattfindet — z. B. an einer Küstenstrecke, die infolge ihrer Zusammensetzung aus leicht zerstörbaren Gesteinen der Brandung große Massen von Sinkstoffen liefert —, wird die Mächtigkeit der Absätze mit zunehmender Entfernung von der Küste rasch abnehmen müssen. Im ersten Falle wird die Gestalt der sich bildenden Schicht f l a c h k e g e l- bis l i n s e n f ö r m i g, im zweiten k e i l f ö r m i g sein, in keinem Falle aber tafelförmig im strengen Sinne des Wortes, und damit hängt die stets mehr oder weniger beschränkte Ausdehnung aller Schichten zusammen.

Das seitliche Aufhören einer Schicht erfolgt durch fortgesetztes Dünnerwerden oder mit anderen Worten durch Konvergenz ihrer Sohl- und Dachfläche. Man spricht in solchem Falle von einem Auskeilen der Schicht. Das Auskeilen ist, wie aus obigen Erörterungen hervorgeht, nicht etwa eine Ausnahme, sondern etwas ganz Gewöhnliches und Notwendiges. Eine jede Schicht muß sich an den Rändern ihres Verbreitungsgebietes auskeilen. Indes kann eine Schicht, die sich ausgekeilt hat, in einiger Entfernung von diesem Punkte sich wieder einstellen oder „wieder aufsetzen" (Fig. 63).

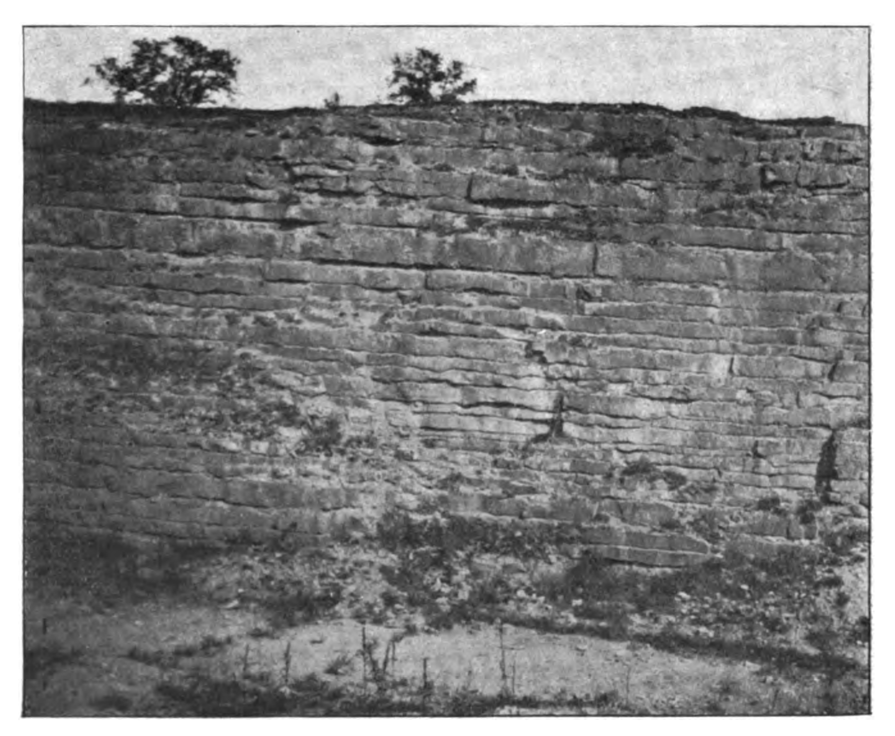


Fig. 65. Schichtung. Muschelkalk bei Gotha.

Außer durch Auskeilen kann eine Schicht noch durch andere Umstände zum Aufhören gebracht werden. So durch Abstoßen oder Absetzen, d. h. dadurch, daß sie in ihrer ganzen Mächtigkeit an einer fremden Gesteinsmasse abschneidet; so weiter durch Ausstreichen, d. h. dadurch, daß sie die Tagesoberfläche schneidet. Die in diesem Falle entstehenden Durchschnitte der Schichten (x, x in Fig. 64 a) werden als Schichtenköpfe oder auch als Ausstriche oder Ausgehendes der Schichten bezeichnet.

In vielen Fällen zeigen die einzelnen Schichten einer Schichtenfolge keine wesentlichen petrographischen Unterschiede: alle bestehen gleichmäßig aus Kalk oder aus Ton usw. Man bezeichnet dies als Schich-

tung ohne Gesteinswechsel. In anderen Fällen aber ist ein sich oft wiederholender regelmäßiger Wechsel der übereinander liegenden Schichten zu beobachten. So wechseln z. B. im rheinischen Oberdevon Bänke von Sandstein und Schieferton, im sogenannten „Flözleeren" der Karbonformation dicke Sandstein- oder Grauwackenbänke mit Schiefertonlagen, im Jura der Südalpen solche von Kalk und Mergel oder von Kalk und radiolarienführendem Hornstein, in der Kreide Südenglands solche von Kreide und Flint viele hundert- bis tausendmal regelmäßig miteinander ab. Dies ist die Schich-

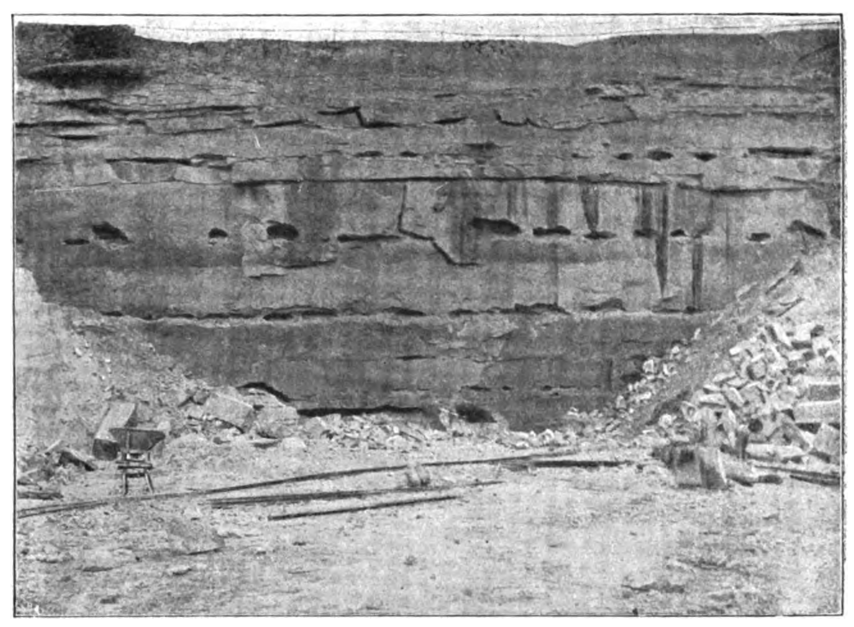


Fig. 66. Schichtungsfugen im Kreidesandstein von Cotta, besonders gekennzeichnet durch Lochreihen. Nach HERRMANN.

tung mit Gesteinswechsel oder die Repetitionsschichtung ALB. HEIMS. Sie fehlt bei Sedimenten rein mechanischer Entstehung (Konglomeraten, Sandsteinen u. a.), weil bei diesen der Wechsel in der Gesteinsbeschaffenheit ganz vom Wechsel der Absatz- oder Einschwemmungsbedingungen abhängt und dieser mehr oder weniger regellos ist. Nur bei vorherrschend chemischen und organisch-chemischen Sedimenten kommt ein sich regelmäßig wiederholender Gesteinswechsel vor. ALBERT HEIM bringt ihn in Zusammenhang mit regelmäßigen (periodischen) Änderungen der chemischen Absatzbedingungen der Schichten, „mit Oszillationen dieser Bedingungen um einen chemischen Gleichgewichtszustand herum"[1]).

[1]) HEIM, Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, 54. Jahrg., 1909.

Ursprünglich wurden alle Schichten in mehr oder weniger wagrechter Lage abgesetzt. In vielen Fällen haben sie diese Lage bis auf den heutigen Tag bewahrt; in anderen Fällen dagegen sind sie durch spätere Bewegungen der Erdrinde aufgerichtet, gefaltet und zerbrochen worden, wie dies weiter unten eingehend zu besprechen sein wird.

Eine wagrecht liegende Schicht hat, da sie sich nach allen Richtungen gleichmäßig gegen den Horizont ausdehnt, keine bestimmte Richtung. Eine geneigte Schicht dagegen kann eine sehr verschiedene Lage haben. Ihre Lage wird erstens bestimmt durch die Durchschnittslinie der Schicht mit der Horizontalebene. Diese Linie heißt die *Streichlinie* oder *das Streichen* der Schicht. Zur Ermittlung des Streichens, dessen Kenntnis für den praktischen Geologen und Bergmann sehr wichtig ist, bedient man sich eines bergmännischen oder Taschenkompasses. Da aber eine in bestimmter Richtung streichende Schicht, z. B. eine von N nach S streichende, ebensowohl nach O als nach W geneigt sein kann, so muß man zur Bestimmung ihrer Lage noch Richtung und Betrag der Neigung kennen. Man bezeichnet die größte Neigung einer Schicht gegen den Horizont — eine Linie, die senkrecht zur Streichlinie steht (Fig. 64 b) — als ihre *Falllinie* oder ihr *Fallen* und sagt z. B., daß eine N—S streichende Schicht mit 30° gegen O einfällt.

Auf geologischen Karten gibt man das Streichen gewöhnlich durch einen kleinen, in der Streichrichtung in die Karte eingetragenen Strich an, das Fallen durch einen rechtwinklig auf diesem stehenden Pfeil, wobei noch die Größe der Neigung durch Beifügung ihres Winkels angezeigt werden kann. $\overset{15}{\leftarrow\!|}$ würde also bedeuten, daß eine Schicht oder Schichtengruppe N—S streicht und mit 15° gegen W fällt. Horizontale Lagerung der Schichten pflegt man durch ein kleines Kreuz mit gleichlangen Balken (+) anzugeben. Ein beiderseits in einen Pfeil endigender, in der Streichrichtung in die Karte eingetragener Strich endlich (⟷) zeigt eine senkrechte Schichtenstellung an.

Die Schichtung ist die bezeichnende Lagerungsform der Sedimentgesteine. Nur sie besitzen wahre Schichtung[1]). Allerdings gibt es — wie schon bemerkt — auch ungeschichtete Sedimente, wie manche Gipse, wie die Korallen- (Riff-) Kalke, der Löß, gewisse Tone der Unterkreide Norddeutschlands usw.; allein diese

[1]) Manche Eruptivgesteine können durch eine dünnplattige Absonderung einige Ähnlichkeit mit geschichteten Gesteinen erlangen. Diese Ähnlichkeit ist indes rein äußerlich. Infolge ihrer *gleichzeitigen* Entstehung sind die Eruptivgesteinsplatten alle petrographisch gleichartig. Die einzelnen Schichten einer sedimentären Schichtenreihe dagegen zeigen infolge ihrer Entstehung *nacheinander* stets mehr oder weniger große Unterschiede in der Zusammensetzung, Korngröße, Struktur, Färbung usw.

schichtungslosen Sedimente treten ganz zurück gegen die große Masse der geschichteten, so daß die Ausdrücke Schichtgestein und Sedimentgestein einander wesentlich decken.

Die Schichten besitzen fast immer, was C. Fr. Naumann „plane Parallelstruktur" genannt hat, d. h. es macht sich innerhalb der Schicht in der Regel ein ausgesprochener Parallelismus mit der Schichtungsebene geltend. Am deutlichsten tritt dieser Parallelismus bei schiefrigen Gesteinen hervor, bei denen Schieferungs- und Schichtungsebene zusammenfallen; er zeigt sich aber auch im Wechsel von feineren und gröberen, von helleren und dunkleren Gesteinslagen innerhalb einer Schicht, im Zusammenfallen der Lage von Geröllen, von Konkretionen und Versteinerungen mit der Ebene der Schichtung u. a. m.

Eine Ausnahme von diesem gewöhnlichen Verhalten bildet die Diagonal- oder Schrägschichtung (Fig. 67). Sie ist bei sandigen Gesteinen nichts Seltenes und besteht darin, daß innerhalb einer oder mehrerer Gesteinsbänke eine geneigte Schichtung zu beobachten ist.

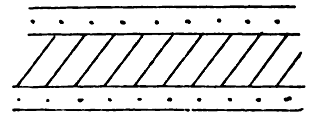


Fig. 67. Diagonal- oder Schrägschichtung.

Mit der Diagonalschichtung nahe verwandt ist die sogenannte Kreuz- (diskordante oder ungleichförmige) Schichtung (cross bedding, cross stratification der Engländer). Sie ist bei lockeren Sanden und Kiesen sehr häufig und besteht darin, daß auf kurze Erstreckung ein vielfacher unvermittelter Wechsel in der Schichtungsrichtung stattfindet.

Am häufigsten ist die Kreuzschichtung bei Fluß- und Deltaablagerungen und im Litoralgebiete, wo sie unter dem Einflusse wechselnder Strömungen und Wellen zustande kommt. Auch ältere, insbesondere diluviale und tertiäre Flußablagerungen zeigen sie oft sehr gut (Fig. 68); aber auch bei rein marinen Absätzen — so bei dem rheinischen Spiriferensandstein, dem nordamerikanischen Hamiltonsandstein, dem deutschen Wellenkalk[1]) usw. — konnte sie mitunter infolge von Änderungen in der Strömungsrichtung, die durch Gezeiten, Stürme und andere Ursachen veranlaßt wurden, zur Ausbildung kommen.

Außerdem aber sind Diagonal- und Kreuzschichtung sehr verbreitet bei allen Treibsandablagerungen, wo sie durch den häufigen Wechsel in der Richtung der die Sandkörner herbeiführenden Winde entstehen. So namentlich bei Wanderdünen, bei denen diese Schichtung allerdings unregelmäßiger zu sein pflegt als bei fluviatilen Sand- und Kiesabsätzen (Fig. 70).

---

[1]) W. Frantzen, Untersuchungen über Diagonalstruktur usw. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1892.

Von deutschen Gesteinen ist es vor allen der mittlere Buntsandstein, der eine oft sehr ausgezeichnete Kreuzschichtung besitzt. Sie wird von



Fig. 68. Kreuzschichtung im Diluvium des Werratales. Nach FRANTZEN.

JOH. WALTHER u. a. als ein Beweis für seine wesentlich äolische Entstehung angesehen. Weniger deutlich ist die gleiche Schichtung bei manchen Rotliegendsandsteinen, wie denen von Kreuznach.

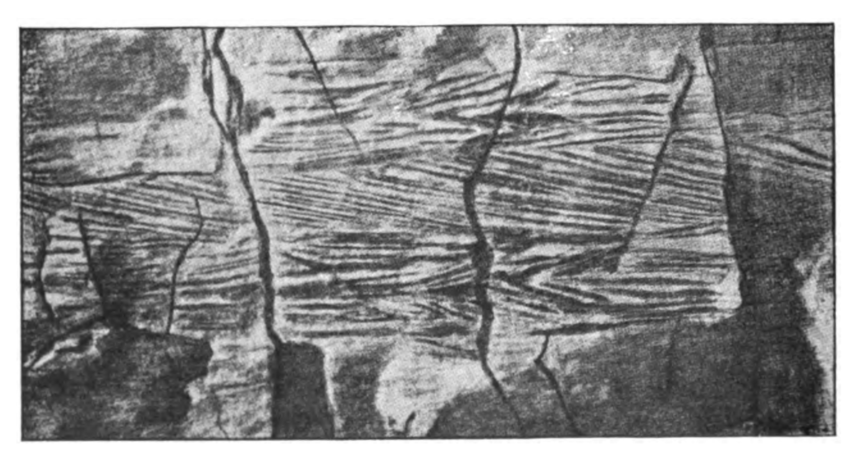


Fig. 69. Kreuzschichtung im Schaumkalk von Meiningen. Nach FRANTZEN.

Die amerikanischen Geologen halten drei Hauptarten von Kreuz- und Diagonalschichtung auseinander[1]):

1. Die der Deltas und Ästuare, wo die Schrägschichtung auf eine einzige, zwischen wagrecht geschichteten Bänken eingeschaltete Zone beschränkt sein soll (Fig. 67).

[1]) A. GRABAU, Principles of stratigraphy S. 702, 1913.

2. Die torrentielle oder Kreuzschichtung reißender Bäche und Flüsse (torrential stratification). Hier soll nach W. H. HOBBS[1]) ein mehrfacher zonenweiser Wechsel von schrägfallenden und von wagrechten

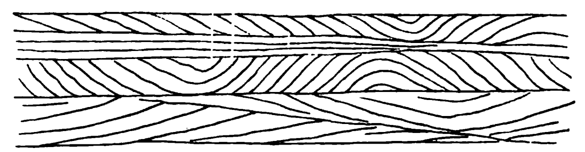


Fig. 70. Kreuzschichtung von Wüstensanden. Nach JOH. WALTHER.

Schichten stattfinden. Jene bestehen aus gröberem Material (Geröllen, Kiesen), diese aus feinerem (Sanden) (Fig. 72).

3. Äolische Kreuzschichtung. Sie ist viel unregelmäßiger

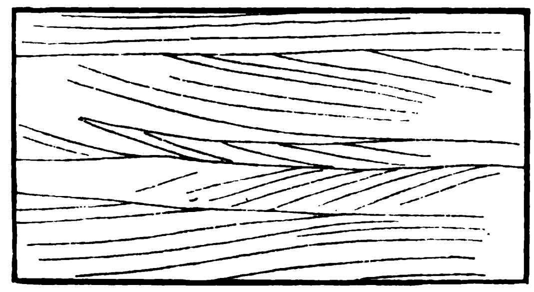


Fig. 71. Kreuzschichtung im Buntsandstein bei Marburg. Ungefähr $^1/_{15}$—$^1/_{20}$ natürl. Gr.

als bei 1. und 2. und, wie K. ANDRÉE mit Recht bemerkt, in der Regel mit Unterbrechungen und teilweisen Abtragungen („Schichtungsdiskordanzen") verbunden. HUNTINGTON und H. CLOOS[2]) heben hervor, daß hier die schrägfallenden Schichten sich nach unten mit flacher Biegung an ihre Auflagerungsfläche anschmiegen, während sie oben scharf abgeschnitten werden (Fig. 73).

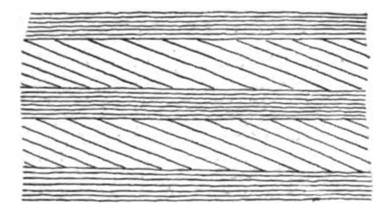


Fig. 72. Kreuzschichtung durch Wildbäche. Nach HOBBS.

Dieser „äolischen" Kreuzschichtung sehr ähnlich und von ihr bis jetzt nicht mit Sicherheit zu unterscheiden ist die womöglich noch wirrere Kreuzschichtung von Sanden und Kiesen, die in stark bewegten, einem lebhaften Wellenschlag ausgesetzten flachen Gewässern abgelagert wurden.

Sehr eingehend werden die verschiedenen Arten von Schrägschichtung in der schon erwähnten neuen Abhandlung von K. ANDRÉE[3]) behandelt.

[1]) HOBBS, Geol. Soc. Amer. Bd. 17, S. 285, 1906.

[2]) HUNTINGTON, angeführt von GRABAU a. a. O. S. 703. — CLOOS, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, S. 304.

[3]) ANDRÉE, Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundsch. Bd. 6, S. 382, 1916.

Er unterscheidet: 1. einfache Schrägschichtung, 2. (verwickelte) Diagonalschichtung und 3. Kreuzschichtung.

Hinsichtlich der Beschaffenheit der Schichtflächen darf als Regel ausgesprochen werden, daß sie glatt und eben sind.

Dies Verhalten wird nur wenig gestört durch die bei sandigen und

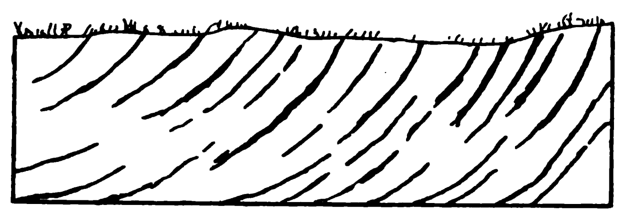


Fig. 73. Schrägschichtung äolischer Sande und Sandsteine. Buntsandstein von Marburg.

tonigen Gesteinen (besonders beim Buntsandstein)[1]) häufig vorkommenden Wellenfurchen oder Rippeln (engl.: ripplemarks). Sie bestehen aus mehr oder weniger langen, meist etwas hin und her gebogenen, parallelen Erhöhungen und dazwischenliegenden Vertiefungen auf den Schichtflächen (Fig. 74). Sie bilden sich sowohl auf dem Grunde flacher Gewässer (be-

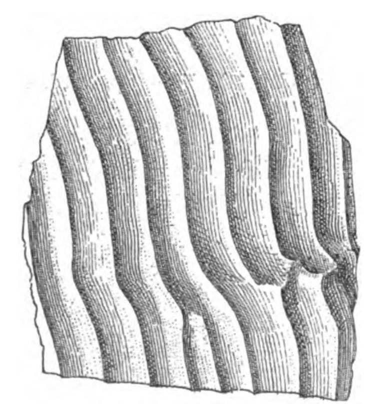


Fig. 74 a. Wellenfurchen im unteren Buntsandstein. Marburg. Etwa $^1/_8$ natürl. Gr. Nach Phot.

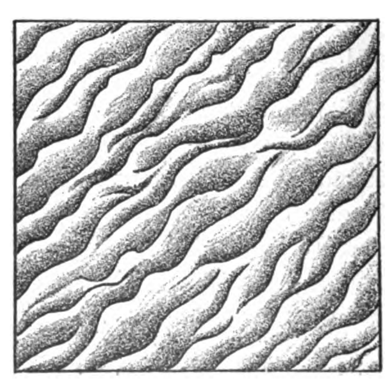


Fig. 74 b. Desgleichen, ebendaher. Etwa $^1/_4$ natürl. Gr.

sonders am Meeresstrande, aber auch auf dem Boden von Seen[2]), Flüssen usw.), als auch auf der Oberfläche trockener Sandmassen (Dünen und Treibsandanhäufungen aller Art) und haben anscheinend in beiden Fällen eine wesentlich übereinstimmende Beschaffenheit.

[1]) Viel seltener sind sie auf Kalkstein (Muschelkalk von Rüdersdorf) oder gar Steinsalz (Schlitz in Oberhessen). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Monatsber. 70.

[2]) Im Genfer See entstehen nach Forel Wellenfurchen nur bis zu Tiefen von 9 m, während sie nach Siau auf dem Meeresboden noch in Tiefen von 150 m beobachtet sein sollen.

Man erklärte früher die unter Wasser gebildeten Rippeln aus der oberflächlichen Wellenbewegung der Wassermasse, die sich bis auf deren Grund fortgesetzt und sich hier dem losen Sand aufgeprägt habe. Daß diese Erklärung irrig war, geht indes schon daraus hervor, daß die Wellen der Wasseroberfläche ziemlich schnell wandern, während die Sandrippeln sich nur sehr langsam fortbewegen.

In Wirklichkeit ist die Rippelbildung wesentlich eine Folge der Reibung zweier Schichten, von denen die obere über die untere fortströmt, von Wasser

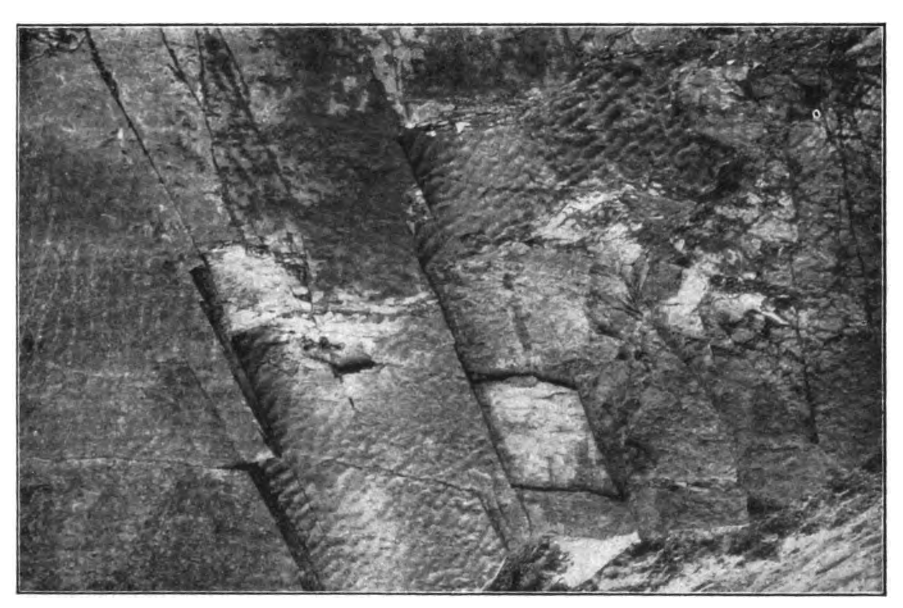


Fig. 75. Schieferwand mit Wellenfurchen, die auf verschiedenen Schichtflächen in verschiedener Richtung verlaufen. Siegener Schichten. Altenahr. Photogr. Aufnahme von P. G. KRAUSE.

oder Luft an Sand, Schlamm, Schnee u. a. Dies hat neuerdings HAHMANN gezeigt, der auch die wichtigste Literatur über den Gegenstand angibt[1]).

Man kann sich den Vorgang der Rippelbildung etwa so vorstellen: wenn eine Schicht über eine andere fortströmt, gibt sie infolge der Reibung Energie ab. Dieser Energieverlust ist am größten, wenn die Schichten einander in ebenen Flächen berühren. Ist aber die untere Schicht deformierbar — eine Flüssigkeit, Brei, nasser Sand, Schnee usw. —, so tritt Deformation ein, indem sich eine wellenartige Oberfläche rechtwinklig zur Strömungsrichtung

[1]) HAHMANN, Diss. Bonn 1912. — Hier sei außerdem nur genannt: N. CORNISCH, Geogr. Journ. London IX, 1897, und O. BASCHIN, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. in Berlin 1899, S. 34 und ebendas. 1903, S. 38. — GEORGE DARWIN, Über die Bildung von Rippeln in Sanden. Proceed. Roy. Soc. London Bd. 36, 1883. — GILBERT, Über Rippeln und Kreuzschichtung. Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. X, S. 135, 1899.

ausbildet. HELMHOLTZ hat theoretisch gezeigt, daß dann der Energieverlust kleiner wird und ein Minimum erreicht, wenn für eine gegebene Geschwindigkeit der Abstand der Wellenkämme eine bestimmte Größe erreicht hat. Dann ist ein stabiler Zustand herbeigeführt, und in diesem Abstand bilden sich die ersten Wellenkämme. So entstehen z. B. die ersten Kräuselungen, wenn Wind über Wasser weht. Daß die Energieabgabe dabei kleiner wird, ist aus Fig. 76 leicht zu ersehen. Die Windschicht geht eben über die Täler ohne große Reibung fort. Zur Bildung starker Rippeln kommt aber noch ein zweites hinzu: hinter jedem Wellenberge entsteht ein Wirbel, der das Tal weiter aushöhlt und den Kamm erhöht.

Wie die ersten Kämme müssen auch natürliche Hervorragungen wirken, die einen Wirbel erzeugen. Wächst die Wind- oder Wassergeschwindigkeit, so wächst der Abstand der Rippeln, oft sprungweise auf das Doppelte.



Fig. 76. Bildungsweise von Rippeln.

Außer der Geschwindigkeit hängt der Abstand noch von der Korngröße, der Temperatur und dem Salzgehalt des Wassers ab — alles Umstände, welche die Reibung beeinflussen.

In großer Verbreitung und ausgezeichneter Ausbildung finden sich Rippeln in ganz Deutschland im mittleren und besonders im unteren Buntsandstein (Fig. 74 a u. b). Nicht selten beobachtet man hier zwei oder mehrere sich kreuzende Furchensysteme.

Weitere Beeinträchtigungen der Ebenflächigkeit der Schichten bedingen die sogenannten Trocknungsrisse oder Netzleisten (Fig. 79, 80): durch Austrocknung und Zusammenziehung der Schichtoberfläche entstandene Systeme von Rissen, ganz von der Art, wie sie auf der Schlammschicht einer austrocknenden Pfütze zurückbleiben. Ursprünglich als ein Netzwerk von vertieften Rissen entstanden, stellen sie im Abguß, auf der Unterseite der überliegenden Schicht, leistenförmige Hervorragungen dar.

Noch andere Störungen der Ebenflächigkeit bedingen Tierfährten: Fußeindrücke oder Kriechspuren von Tieren, die über die noch plastische Schicht fortschritten (Fig. 80); sogenannte fossile Regentropfen (Fig. 78, 79), wie sie noch heute auf dem Schlammboden von Wasserlachen dadurch entstehen, daß jeder auf den Wasserspiegel aufschlagende Regentropfen einen abwärtsgehenden Wasserwirbel erzeugt, der auf dem Boden der Pfütze eine kleine Vertiefung ausstrudelt[1]); ferner sogenannte Steinsalzkristalloide (Fig. 81): kleine, mehr oder minder verzerrte Ge-

[1]) Vgl. A. STRENG, Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. 1890, S. 133. Ob ein Teil der sogenannten fossilen Regentropfen noch auf anderem Wege entstanden ist, etwa durch Aufschlag von Hagelkörnern auf austrocknende Schichten oder durch aus Schlamm aufsteigende Luftblasen (D. MARTIN, Bull. Soc. Géol. France 4, s. IV, 50, 1904), muß dahingestellt bleiben.

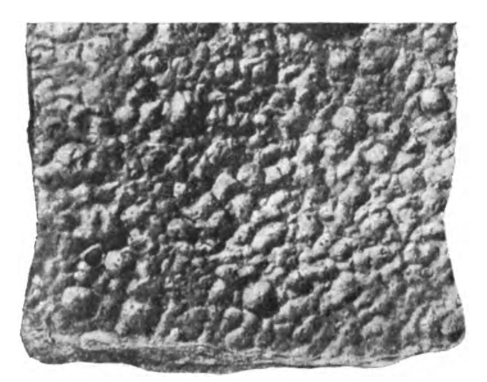


Fig. 77 a. Rezente Regentropfen-eindrücke. Natürl. Gr. Lindner Mark bei Gießen.

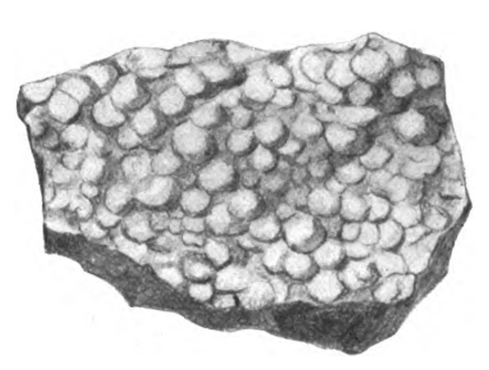


Fig. 78. Fossile Regentropfen. Natürl. Gr. Rotliegendes. Jablonany, Mähren.

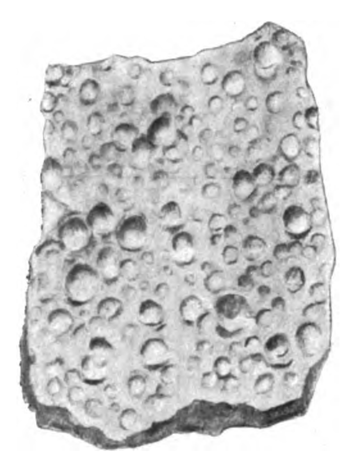


Fig. 77 b. Rezente Regentropfen-eindrücke. Natürl. Gr. Pfütze im Steinmergelkeuper. Remilly, Lothringen.

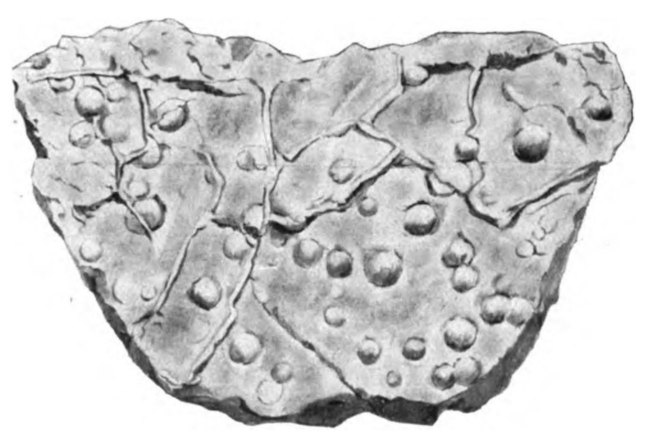


Fig. 79. Fossile Regentropfen und Netzleisten. $^1/_3$ natürl. Gr. Unterer Buntsandstein, Marburg.



Fig. 80. Tierfährten u. Trocknungsrisse. $^1/_4$ natürl. Gr. Buntsandstein. Hildburghausen.



Fig. 81. Sogenannte Steinsalzkristalloide. Natürl. Gr. Röt. Kleinseelheim bei Marburg.

steinswürfel, die dadurch entstanden, daß auf der Oberfläche einer austrocknenden Schicht Kochsalzwürfel auskristallisierten (wie noch heutzutage im Schlamm des Toten Meeres). Bei nachfolgender Wasserbedeckung wurden die Salzwürfel wieder gelöst und die Hohlräume mit Schlamm ausgefüllt. Solche Würfel finden sich bei uns im Röt, im mittleren Muschelkalk, Keuper, Zechsteinmergel (bei Frankenberg) usw.

Als eine weitere, die Ebenflächigkeit der Schichtflächen beeinträchtigende Bildung seien noch die eigentümlichen, vor kurzem von K. ANDRÉE[1]) beschriebenen Sandsteinkegel aus dem Unterdevon der Gegend von Marburg erwähnt. Es sind 4—6 cm breite, bis gegen 12 cm lange Gebilde, die auf der Oberseite der Schicht als trichterförmige Vertiefungen, auf deren

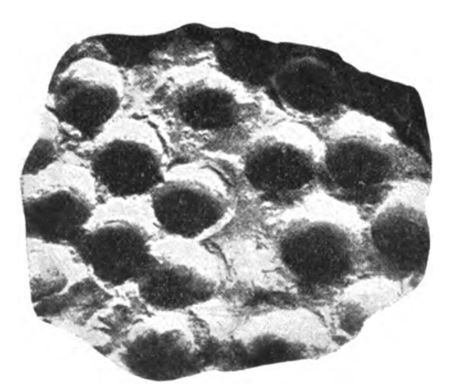


Fig. 82.
1/6 natürl. Gr.
Sandsteinkegel. Unterdevon von Rollshausen bei Marburg.



Fig. 82 a.
Dieselben im Querschliff.
1/2 natürl. Gr.

Unterseite als kegelförmige Ausstülpungen erscheinen, also durch die ganze Schichtdicke hindurchgehen und aus ineinander steckenden Trichtern bestehen (Fig. 82 u. 82 a). In Anknüpfung an eine Beobachtung von W. DEECKE[2]), der am Strande der pommerschen Küste ähnliche konzentrisch gebaute Trichter antraf, die in den Tälern von Sandrippeln durch von einzelnen Punkten aus eingesickertes Wasser entstanden waren, schreibt ANDRÉE auch jenen devonischen, ebenso wie einigen vergleichbaren Gebilden aus dem Kambrium Schwedens und Kanadas[3]) eine ähnliche Entstehung zu.

Die petrographische Beschaffenheit einer Schicht oder auch einer ganzen Schichtenfolge ändert sich häufig in der Richtung vom Liegenden zum Hangenden. So kann z. B. eine Schichtenreihe zu unterst aus Tonen, zu

[1]) ANDRÉE, Über Sand- und Sandsteinkegel usw. Geol. Rundsch. III, S. 537, 1912.

[2]) DEECKE, Beobachtungen am Sandstrande. Zentralbl. f. Min. 1906, S. 721.

[3]) ANDRÉE, Schriften der Gesellschaft zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaft, Bd. 13, S. 432. Marburg 1914.

oberst aus Kalksteinen bestehen. Es ist selbstverständlich, daß in solchen Fällen die Beschaffenheit des in das Ablagerungsbecken gelangenden sedimentären Materials sich mit der Zeit geändert haben muß.

Die petrographisch abweichenden Schichten können auf verschiedene Weise miteinander verknüpft sein. Am innigsten ist die Verbindung, wenn sie durch allmählichen petrographischen Übergang erfolgt. In diesem Falle werden, um bei dem oben gewählten Beispiele stehen zu bleiben, die liegenden Tone nach dem Hangenden zu immer kalkreicher, gehen in Mergel und durch fortgesetztes Zurücktreten des Tongehaltes allmählich in reinen Kalkstein über. In anderen Fällen erfolgt der Übergang durch Wechsellagerung. Hier schieben sich zwischen die Tonschichten zuerst nur ganz schwache und vereinzelte Kalkschichten ein; allmählich aber werden diese immer mächtiger und treten immer näher zusammen, bis sie endlich die Tone vollständig verdrängen. Eine noch andere Art von Übergang erfolgt durch überhandnehmende Konkretionsbil-

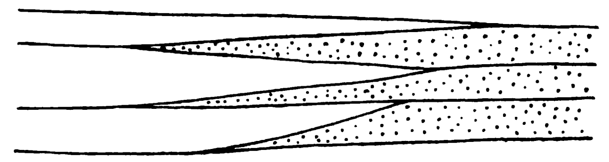


Fig. 83. Verbindung stofflich abweichender Schichten durch auskeilende Wechsellagerung.

dung. Hier erscheinen in den Tonschichten anfänglich nur kleine und vereinzelte Kalkkonkretionen; allmählich aber treten sie immer näher zusammen, bis ein geschlossener Kalkstein entsteht. Auf diese Weise können die oberdevonischen Cypridinenschiefer in den sogenannten Kramenzelkalk übergehen.

Wie vom Liegenden zum Hangenden, so kann sich die petrographische Beschaffenheit natürlich auch in horizontaler Richtung ändern, und zwar dann, wenn zur selben Zeit an verschiedenen Stellen des Ablagerungsbeckens verschiedenartiges Material sedimentiert wurde. Auch in solchen Fällen sind die stofflich verschiedenen Gesteine entweder durch allmählichen petrographischen Übergang oder durch überhandnehmende Konkretionsbildung oder durch Wechsellagerung verknüpft, die alsdann als „auskeilende Wechsellagerung“ bezeichnet wird. In solchem Falle greifen die beiden ungleichartigen Schichtenreihen derart ineinander, daß sie auf längere Erstreckung miteinander wechsellagern (Fig. 83).

Ein gutes Beispiel bieten die durch J. Clarke u. a. sehr genau bekannt gewordenen Lagerungsbeziehungen dreier verschiedener Fazies des älteren Oberdevons im W des Staates Neuyork (Fig. 84). Im westlichen Teile dieses Gebietes herrschen die schiefrig-kalkigen Naples beds mit pelagischer cephalopodenreicher Fauna. Nach O aber werden diese Schichten allmählich

verdrängt durch die mehr sandigen, offenbar in größerer Festlandsnähe gebildeten Ithakaschichten mit einer besonders aus Brachiopoden und Zweischalern bestehenden Fauna. Noch weiter östlich endlich, offenbar in

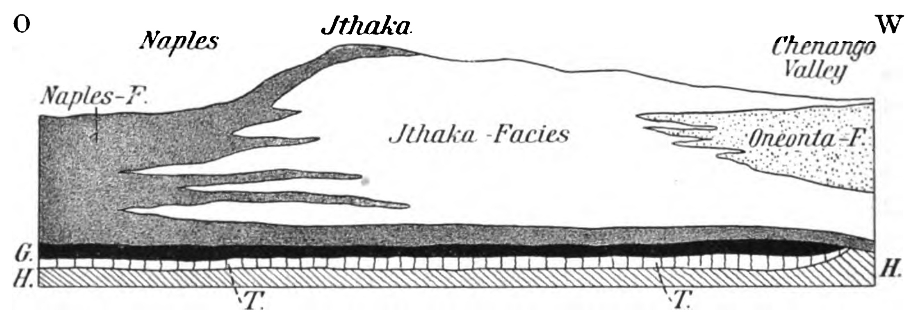


Fig. 84. Verbandverhältnisse der drei Glieder des älteren Oberdevons im westlichen Neuyork. Nach J. CLARKE (Geol. Surv. New York, 15. ann. Rep. State Geol. 1897, I). *G.* = Geneseeschichten, *T.* = Tullykalk, *H.* = Hamiltonschichten.

der Nachbarschaft einer ehemaligen Küste, gehen auch diese Schichten durch Wechsellagerung allmählich in die roten und grünlichen, eine arme limnisch-brackische Fauna enthaltenden Oneontasandsteine über.

Gänge.

Gänge sind in allen Fällen nichts anderes als Ausfüllungen ehemaliger Spalten und Risse in der Erdrinde und daher in der Regel platten- bis tafelförmige Gesteinskörper. Sie treten sowohl in massigen als auch in geschichteten Gesteinen auf und durchschneiden in diesen letzten die Schichtungsebene

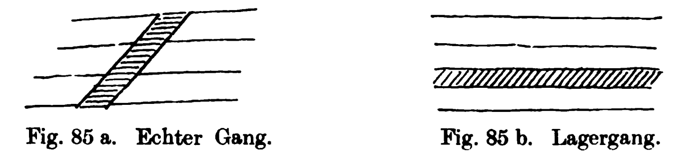


Fig. 85 a. Echter Gang. Fig. 85 b. Lagergang.

unter allen möglichen Winkeln. Diese sogenannte durchgreifende Lagerung setzt die Lagerungsform der Gänge in einen ausgesprochenen Gegensatz zu derjenigen der Schichten.

Nach ihrer Lagerung zu den sie umgebenden Schichten, zu ihrem „Nebengesteine“, unterscheidet man zwei verschiedene Arten von Gängen, nämlich echte Gänge und Lagergänge.

Die echten Gänge durchbrechen das Nebengestein stets mit durchgreifender Lagerung (Fig. 85 a). Die Lagergänge dagegen liegen gleichförmig zwischen den Schichten (Fig. 85 b). Sie teilen deren Fallen und Streichen und machen alle ihre Faltungen, Knickungen und

Zerreißungen mit, verhalten sich also wie jede Sandstein-, Grauwacken- oder Kalkbank und unterscheiden sich von solchen nur durch ihr Material.

Die Trennungsfläche zwischen Gang und Nebengestein wird als Salband bezeichnet. Das Salband ist in der Regel eben, manchmal aber auch



Fig. 86. Gänge von Granit (punktiert) in körnigem Kalk. Stemmas im Fichtelgebirge. Nach GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 343. Gotha 1879.

mehr oder weniger uneben. Mitunter nämlich senden die Gänge Ausläufer von Keil-, Zungen-, Finger- oder Astform in das Nebengestein aus, die man Apophysen nennt. Sie kommen besonders bei Eruptivgängen vor

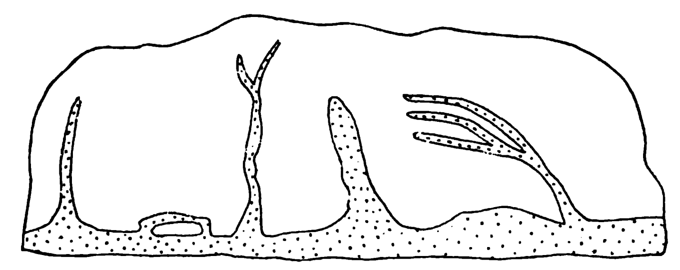


Fig. 87. Apophysen von Granit in Hornfels. Rehberger Graben im Harz. Nach FR. HOFFMANN.

(Fig. 86—88). Seit alter Zeit berühmt sind in Deutschland die zahlreichen langen dünnen, sich vielfach teilenden und kaum millimeterdick endigenden Granitapophysen im Hornfels des Rehberger Grabens bei St. Andreasberg im Harz (Fig. 87).

Zur Bezeichnung der Lage und Form der Gänge bedient man sich der

gleichen Ausdrücke wie bei den Schichten. Man spricht vom Streichen und Fallen der Gänge, ihrer Mächtigkeit, ihrem Hangenden und Liegenden. Die Mächtigkeit der Gänge ist außerordentlich schwankend. Es gibt solche, die nur wenige Dezi- bis Zentimeter, und solche, die hundert und noch mehr

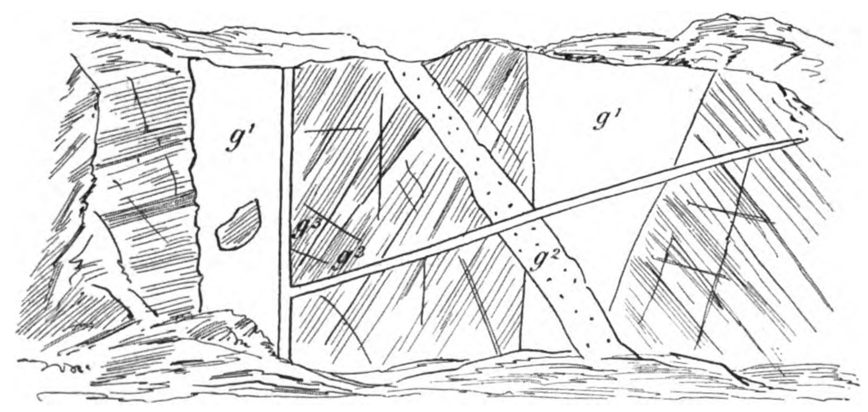


Fig. 88. Granitgänge in Gneis. Fürsteneck im Bayrischen Waldgebirge. Nach GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des ostbayrischen Grenzgebirges, S. 586. Gotha 1868. g^1 feinkörniger, g^2 grobkörniger, g^3 pegmatitartiger Granit.

Meter mächtig sind. Auch die Mächtigkeit eines und desselben Ganges kann sehr wechseln; er kann sich verschmälern oder „verdrücken“ und sich wieder erweitern. Durch „Auskeilen“ kann er ganz aufhören. Erscheint er später wieder, so sagt man, daß er „wieder aufsetzt“. Zuweilen teilt oder „zerschlägt“

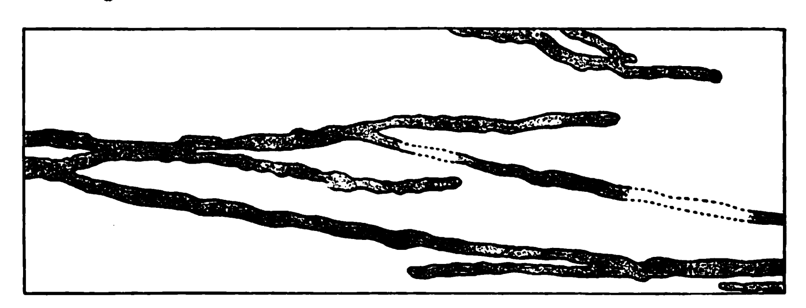


Fig. 89. Zertrümerung granitischer (Beresit-) Gänge bei Beresowsk im Ural. (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 24.)

sich ein Gang in zwei oder mehrere Äste oder „Trümer“ (Fig. 89). Umgekehrt kann eine Vereinigung verschiedener Gänge zu einem einzigen stattfinden, und dies nennt man eine „Scharung der Gangtrümer“ (Fig. 90).

Die Ausfüllung der Gangspalten kann in sehr verschiedener Weise vor sich gehen. Erstens kann sie erfolgen durch chemischen Absatz von Mineralstoffen durch die die Spalte erfüllenden Wässer — in vielen Fällen aufsteigende Quellen. In diesem Falle spricht man von einem Mineral-

gang. Zweitens kann die Spalte durch eine in ihr empordringende Eruptivmasse ausgefüllt werden. Dann liegt ein Eruptivgang vor. Drittens

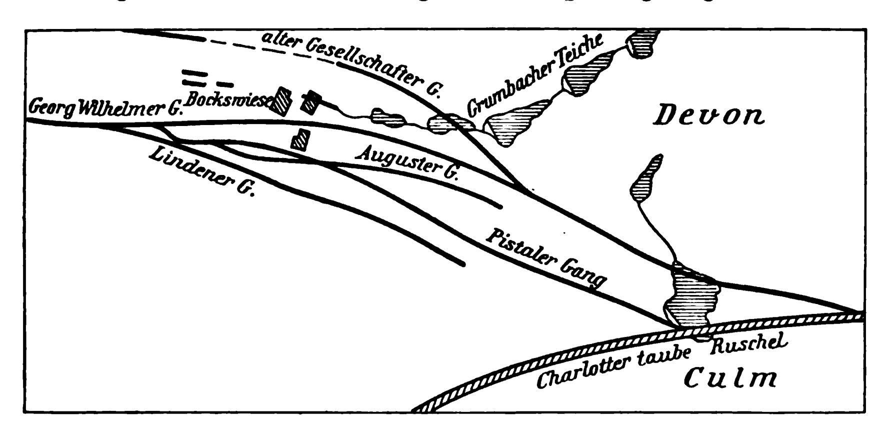


Fig. 90. Bockswieser Gangzug bei Clausthal i. H. mit sich scharenden Bogentrümern Nach E. Maier (Zeitschr. f. prakt. Geol. 1901, S. 195).

endlich kann sie von oben her mit sedimentärem Material erfüllt worden sein, und dann spricht man von einem klastischen oder Sedimentärgang. Weitaus die meisten Gänge sind Mineral- oder Eruptivgänge, während

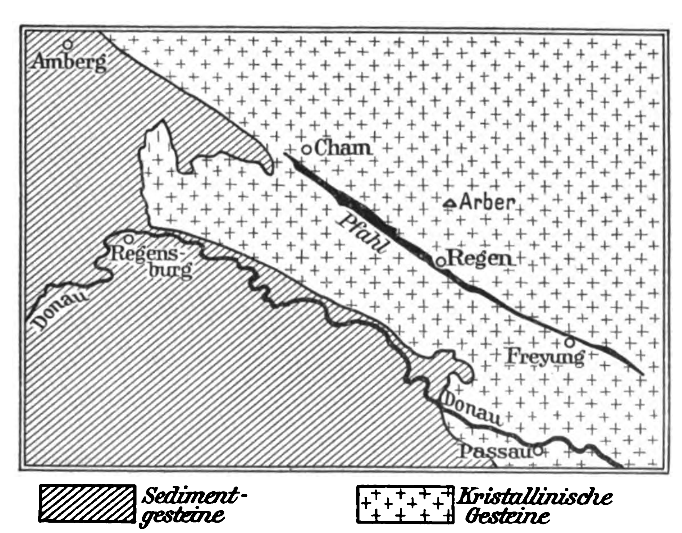


Fig. 91. Kärtchen des Pfahls im Bayrischen Wald. Maßstab ungefähr 1 : $1^1/_2$ Millionen. Nach Gümbel und Weinschenk.

Sedimentärgänge weit seltener sind. Auf die Formverhältnisse des Ganges übt die Art seines Füllmaterials keinen Einfluß.

Die Mineralgänge bestehen hauptsächlich aus Quarz, Kalkspat und Schwerspat, seltener aus Flußspat und anderen Mineralien. Auch Erze

nehmen häufig an ihrem Aufbau teil; wenn in abbauwürdiger Menge, so redet man von **Erzgängen**.

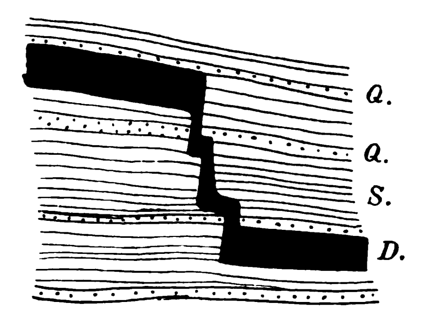


Fig. 92. Diabasgang bei Kerarvail im Départ. Finistère. Nach BARROIS. *Q.* silurischer Quarzit, *S.* silurischer Tonschiefer, *D.* Diabasgang.

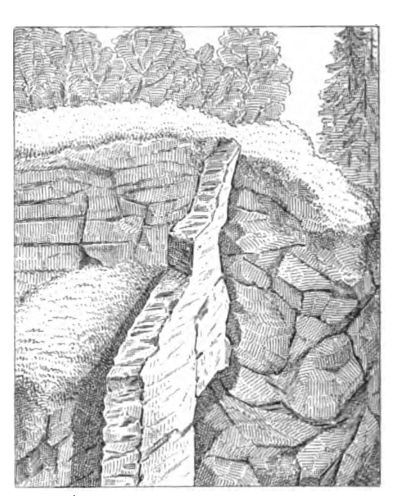


Fig. 92a. Basaltgang in Basalttuff. Teufelswand, Habichtswald.

Als ein ausgezeichnetes Beispiel eines Mineralganges sei der berühmte „**Pfahl**“ im Bayrischen Wald (Fig. 91) genannt, der sich als eine riesige, meist

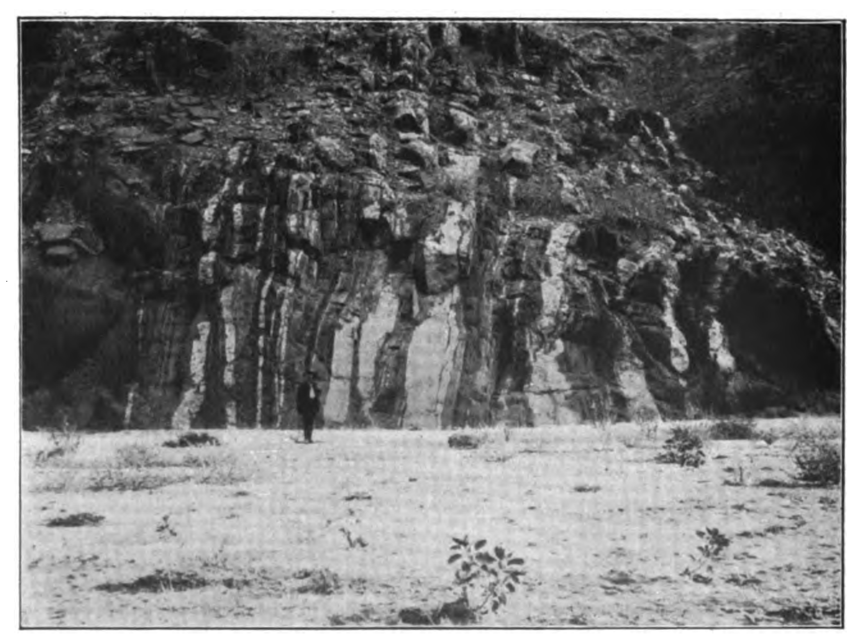


Fig. 93. **Steilstehende Lagergänge** von pegmatitischem Granit in Schiefer. Eisibtal im Hereroland, Südafrika. (Aus H. CLOOS, Der Erongo. Berlin 1919.)

mit Gangquarz erfüllte Verwerfungsspalte auf eine Erstreckung von etwa 150 km von Freyung (nördlich Passau) bis über Cham hinaus erstreckt. An manchen

Stellen über 100 m mächtig werdend, verläuft dieser mächtige, an vielen Punkten in hohen Klippen mauerförmig aufragende, Schlösser und Burgen tragende Quarzgang fast schnurgerade von SO nach NW, parallel mit dem Streichen der kristallinen Schiefer — Gneise, Granite und hälleflintartige Gesteine (sogenannte Pfahlschiefer) —, in denen er aufsetzt, und nahezu parallel mit dem Lauf der Donau zwischen Regensburg und Passau.

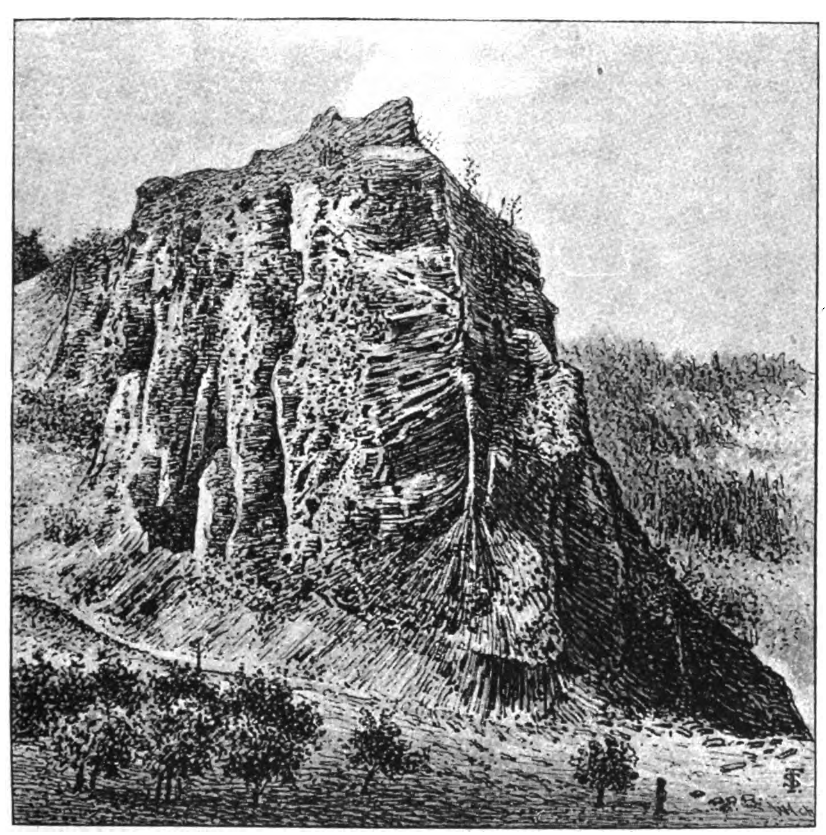


Fig. 94. Fiederförmige Anordnung der Basaltsäulen am Humboldtfelsen unweit Aussig in Böhmen. Nach Photographie.

Eruptivgänge können von den verschiedenartigsten Tiefen-, Erguß- und Ganggesteinen gebildet werden. Namentlich die Umgebung der Intrusivkörper von Tiefengesteinen pflegt von einer großen Zahl verschieden zusammengesetzter, sich gegenseitig durchsetzender, auch mannigfach absetzender Eruptivgänge durchbrochen zu werden.

In Deutschland sind besonders Granit- und Basaltgänge häufig (Fig. 86, 88 u. 92a). Sie zeigen oft ausgezeichnete Absonderungsformen, die namentlich an den Salbändern hervorzutreten pflegen. Am häufigsten sind die plattige und die säulige Absonderung.

Eine besondere Form der Eruptivgänge bilden die **intrusiven Lagergänge** (Fig. 85 b). Man stellt sich ihre Entstehung so vor, daß eruptives Material in eine bereits vorher geöffnete, der Schichtungsebene parallele Spalte eindrang oder daß das Magma sich auf einer Schichtfuge als der Ebene geringsten Widerstandes in das Sediment einzwängte. Manche Gänge dieser Art treten eine Zeitlang als Lagergang auf, um sich plötzlich aufzurichten und das Nebengestein als echter Gang zu durchschneiden (Fig. 92).

Schöne Beispiele intrusiver Lagergänge bieten die zahlreichen kleinen Diabasvorkommen des Harzer und rheinischen Mitteldevons. Auch die „Saarbrücker Schichten" des Saar-Steinkohlengebietes schließen vereinzelte

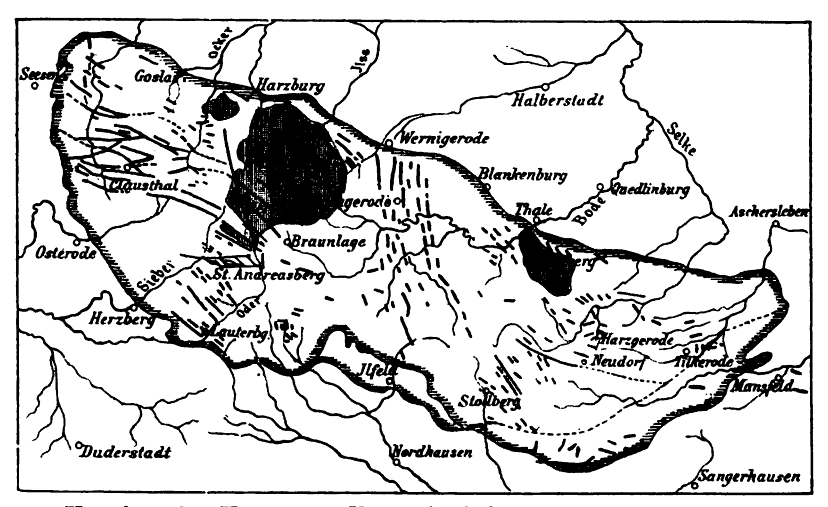


Fig. 95. Kärtchen des Harzes zur Veranschaulichung der verschiedenen Gang- und Spaltensysteme des Gebirges.
Die schraffierten Felder geben die Granitstöcke an.

eruptive Lagergänge ein, die im ganzen normal zwischen den Steinkohlenschichten liegen und offenbar nachträglich in diese eingedrungene Intrusivmassen darstellen. Besonders bemerkenswert ist ein bereits an vielen Punkten der unterirdischen Baue beobachteter Lagergang eines melaphyrartigen Gesteins, der trotz seiner geringen Mächtigkeit (5—6 m) dennoch eine Längserstreckung von über 7,5 km besitzt.

Einen der größten bekannten intrusiven Lagergänge Europas stellt wohl der **Whinsill**, eine sechs bis einige vierzig Meter mächtige, mehr als 1000 englische Quadratmeilen einnehmende Basaltplatte im Unterkarbon von Northumberland dar. Man war lange ungewiß, ob man sie als Lagergang oder karbonischen Deckenerguß aufzufassen habe, bis TOPLEY nachwies, daß sie Kontakterscheinungen sowohl im Liegenden als auch im Hangenden zeigt und von Zeit zu Zeit kleine Apophysen nach oben aussendet. Sie liegt

übrigens nicht überall in ganz demselben stratigraphischen Niveau; die Unterschiede in der Höhenlage betragen vielmehr etwa 650 m.

Ein anderes großartiges Beispiel eines eruptiven Lagerganges stellen die sogenannten Palisaden des Hudsonflusses bei Neuyork dar, eine der



Fig. 96. Basaltgänge im Keupersandstein der Gegend von Römhild im S des Thüringer Waldes.

triassischen Newarkformation eingelagerte Doleritplatte, die bei einer Mächtigkeit von etwa 30 m von N nach S 160 km weit verfolgt worden ist.

Mächtigere **Sedimentgänge** sind nur vereinzelt bekannt geworden. Diller und Newsom[1]) haben solche aus Kalifornien beschrieben, wo zum

[1]) Bull. Geol. Soc. Amer. I, S. 441 und XIV, S. 227, 1903. — Vgl. auch Chamberlin und Salisbury, Geology I, S. 513.

Teil ansehnliche Sandsteingänge innerhalb verschiedenartiger Tertiär- und Kreidegesteine, in Granit, Basalt usw. aufsetzen und als von oben her ausgefüllte Erdbebenspalten gedeutet werden. Ganz ähnliche kambrische Sandsteingänge mit Fossilien treten im Rapakiwigranit der Ålandsinseln auf[1]), und auch bei Weinböhla in Sachsen findet sich (an der später zu erwähnenden Lausitzer Überschiebung) ein ähnlicher Sandsteingang in Kalken der oberen Kreide. Er soll dadurch entstanden sein, daß tertiäre Sande von oben her in eine offene Verwerfungsspalte eindrangen.

Zu den Sedimentgängen können auch gerechnet werden die im Kalkgebirge nicht seltenen, durch Einspülung der tonigen Auslaugungsreste des



Fig. 97. Stöcke von Granitporphyr, Augitgranitporphyr und Diorit mit zahllosen von ihnen auslaufenden Radialgängen. Gebiet der Spanish Peaks (Kolorado).

Kalks in die darunterliegenden Spalten entstandenen Tongänge. Nach einer Mitteilung von Prof. Alb. Heim sind manchmal alle unter dem Niveau eines natürlichen Quellenlaufes liegenden Kalkspalten verlehmt.

Wo Gänge auftreten, pflegen sie in größerer Anzahl vorhanden zu sein. Sie verlaufen dann oft unregelmäßig nach allen Himmelsrichtungen und durchschneiden oder „durchsetzen“ sich häufig (Fig. 88) — in welchem Falle selbstverständlich der Gang, der den anderen durchsetzt, der jüngere ist.

In anderen Fällen verlaufen die Gänge mehr oder weniger parallel —

[1]) Bull. com. géol. Finlande Nr. 25, 1911.

wie dies Fig. 95 zeigt, wo man mehrere Systeme von Parallelgängen erkennt. So besonders das der ungefähr N—S streichenden Mittelharzer Porphyrgänge, ferner das der WNW bzw. NNW verlaufenden Clausthaler und Neudorfer Erzgänge, sowie endlich das System der NW, dem Gebirgsrande parallel streichenden Quarzporphyr- und Schwerspatgänge von Lauterberg und der Quarzgänge am Südwestabfalle des Brockenmassivs. Ein selten ausgezeichnetes, noch wenig bekanntes Beispiel für zahlreiche, zum Teil viele Kilometer lange Basaltgänge bietet nach den Aufnahmen der Preußischen Geologischen Landesanstalt[1]) das im S des Thüringer Waldes liegende Keupergebiet von Römhild südlich Meiningen. Alle diese schmalen, meist nur $^1/_2$ m mächtigen Gänge haben einen auffallend geraden Verlauf und ein nach NNO gerichtetes („rheinisches") Streichen (Fig. 96).

Seltener sind Fälle einer radialen Anordnung von Eruptivgängen um einen Mittelpunkt. Eine solche ist nach E. Suess und Reyer im Untergrunde des Monte Venda, eines alten abgetragenen Vulkans in den Euganeen unweit Padua zu beobachten; und ebenso strahlen nach dem letztgenannten Forscher von der großen Granitmasse des Monte Capanne auf der Insel Elba zahlreiche Radialgänge aus. Die schönsten Beispiele einer ähnlichen Anordnung eruptiver Gänge aber findet man vielleicht im westlichen Nordamerika (Fig. 97).

Stiel- oder Schlotgänge.

(Durchschlagsröhren, Eruptionskanäle, Pipes, Necks.)

Sie unterscheiden sich von den echten plattenförmigen Gängen durch eine langstielförmige Gestalt mit kurzem rundlichem Querschnitt. Auch ihre Entstehung ist von derjenigen der eigentlichen Gänge verschieden. Während die diesen zugrunde liegende Spalte meist eine Wirkung mechanischer Rindenbewegungen und ihre Füllmasse häufig nichteruptiv ist, so sind — wie im Abschnitt über die vulkanischen Erscheinungen näher auszuführen sein wird — die merkwürdigen, oft tief in die Erdkruste hinabreichenden Röhren der Schlotgänge das Werk hochgespannter heißer Gase. Sie sind also nach ihrer Entstehung und gewöhnlich auch nach ihrem Füllmaterial vulkanische Gebilde.

Man weiß schon lange, daß manche mitteldeutsche Basaltkuppen — wie z. B. das kleine Küppchen des Druidensteins unweit Betzdorf im Siegerlande und die große Doleritmasse des Meißner in Niederhessen — in Gestalt langer dünner Stiele in die Tiefe fortsetzen. Ähnliche Tiefenfortsetzungen von Quarzporphyren des Rotliegenden sind aus Niederschlesien und dem

---

[1]) Geologische Spezialkarte von Preußen. Lief. 60, 1895.

Schwarzwald beschrieben worden[1]). Es ist sehr wahrscheinlich, daß hier Ausfüllungen alter Vulkanessen vorliegen. In den meisten Fällen wurden diese Essen oder Schlote durch empordringendes Magma ausgefüllt und stellen dann Stiele von geschlossenem Basalt oder anderem Eruptivgestein dar; in anderen Fällen dagegen besteht die Schlotmasse aus eruptiven Brekzien

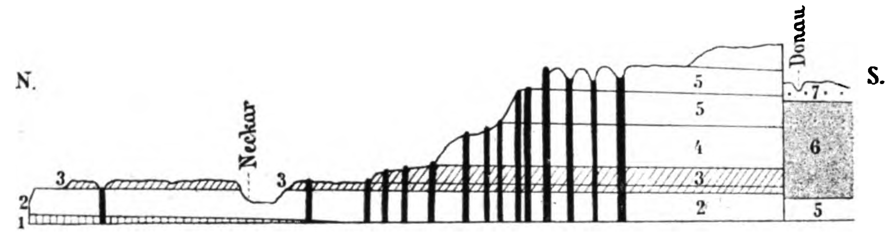


Fig. 98. N-S-Durchschnitt von Stuttgart nach der Rauhen Alb, zur Veranschaulichung der zahlreichen Tuffröhren. Nach W. Branca.
1—5 Trias und Jura, 6 Tertiär, 7 Diluvium.

und Tuffen, die oft zahlreiche Bruchstücke von Sedimentgesteinen einschließen. Diese können entweder von dem vom Eruptivgestein durchbrochenen Untergrunde abstammen oder sie stellen — wie für manche Stielgänge bestimmt nachgewiesen — Gesteinstrümmer dar, die sich von den Wandungen des längere Zeit über offen gebliebenen Schlotes ablösten. So

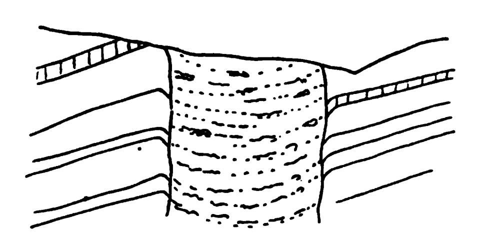


Fig. 99. Sedimentneck in karbonischen Schichten. East Grange, Perthshire. Nach A. Geikie.

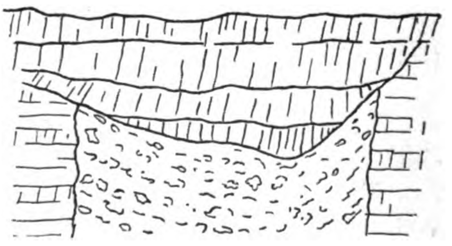


Fig. 100. Tuffneck, innerhalb basaltischer Gesteine aufsetzend und von Plateaubasalten überlagert. Färöer. Nach Geikie.

sind in Hessen und in der Rhön Stielgänge, die nur zum kleineren Teil aus massigem Basalt, zum größeren aber oder auch gänzlich aus Basalttuff bestehen, nichts Seltenes. Dasselbe wiederholt sich bei den zahlreichen, durch die Untersuchungen W. Brancas[2]) berühmt gewordenen basaltischen Durchschlagsröhren der Gegend von Urach am Rande der Schwäbischen Alb, und

[1]) Dathe, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905, Monatsber. S. 336. — Regelmann, ebenda S. 374.

[2]) Branca, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. Württemb. 1894, 1895.

ebenso bei den ähnlichen, von A. Geikie[1]) beschriebenen und als „n e c k s" bekannten Gebilden Schottlands, die dieser Forscher nach der Art ihrer Zusammensetzung in Lava-, Tuff-, Sediment- und gemischte Necks einteilt.

Besonders genau untersucht sind die Verhältnisse der als „pipes" (Röhren) bezeichneten Durchschlagsröhren S ü d a f r i k a s[2]), und zwar wegen des im wesentlichen an sie gebundenen Diamantbergbaus.

Die fraglichen Röhren sind über gewaltige Gebiete von Südafrika und dem südlichen Mittelafrika verbreitet und überall an die sogenannte Karruformation gebunden. Ihre Entstehung fällt vermutlich in die Kreidezeit, in der sie, wahrscheinlich von einem nicht sehr tiefliegenden Magmaherde aus, durch die Explosion hochgespannter Gase ausgeblasen worden sind. Alle Röhren sind mit sogenanntem Blue ground (Blaugrund) ausgefüllt, einem brekzienartigen Gemenge von Kimberlitbruchstücken — Kimberlit ein serpentinisierter Olivinfels — und Brocken der durchbrochenen Gesteine. Alle stellen lange, enge, mehr oder weniger zylindrische Röhren dar, die (ähnlich wie viele deutsche Basaltstielgänge) nach oben trichterförmig erweitert sind. In der Tiefe hängen sie mit Kimberlitgängen zusammen, in die sie — wie für viele durch Bergbau erwiesen wurde — unmittelbar übergehen. Alles dies, ebenso wie ihre lineare Anordnung, weist auf ihr Auftreten auf weit fortsetzenden Spalten oder doch Schwächelinien hin. Die Kimberlitröhren werden denn auch jetzt allgemein als Ausfüllungen alter Vulkanschlote aufgefaßt.

Am bekanntesten ist die über 1000 m tiefe, mindestens aus drei gesonderten Röhren zusammengesetzte K i m b e r l e y - G r u b e, deren oberster, früher als Tagebau betriebener Teil jetzt bis 360 m Tiefe offen liegt (Fig. 101). Auf einer ONO—WSW streichenden Spalte gelegen, gehen ihre Röhren nach unten in einen nur wenige Meter breiten Kimberlitgang über. Auf der gleichen Spalte liegt kaum $^1/_2$ km westlich die 250 m tiefe S t. A u g u s t i n - G r u b e. Ein Lageplan beider Gruben, der zugleich die in verschiedener Tiefe wechselnden Durchschnitte der betreffenden Röhren angibt, ein Längsschnitt durch die Augustinröhre, sowie die Durchschnitte von vier anderen Kimberlitröhren sind auf folgender Seite dargestellt.

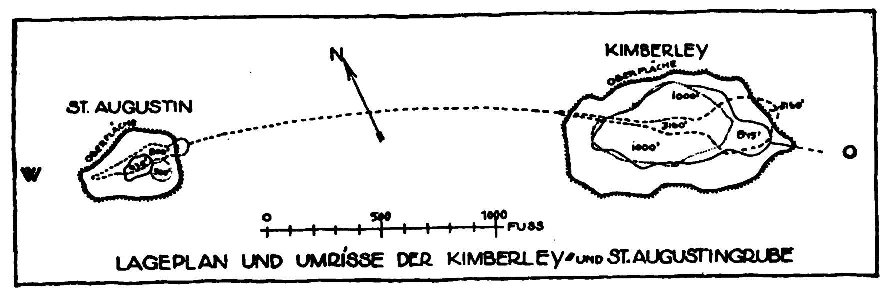
Bemerkenswert ist, daß nach Stutzer Kimberlitröhren mit einer der südafrikanischen gleichenden Füllmasse vor kurzem nicht nur in Neusüdwales, sondern auch in Arkansas und in Rio de Janeiro aufgefunden worden sind[3]).

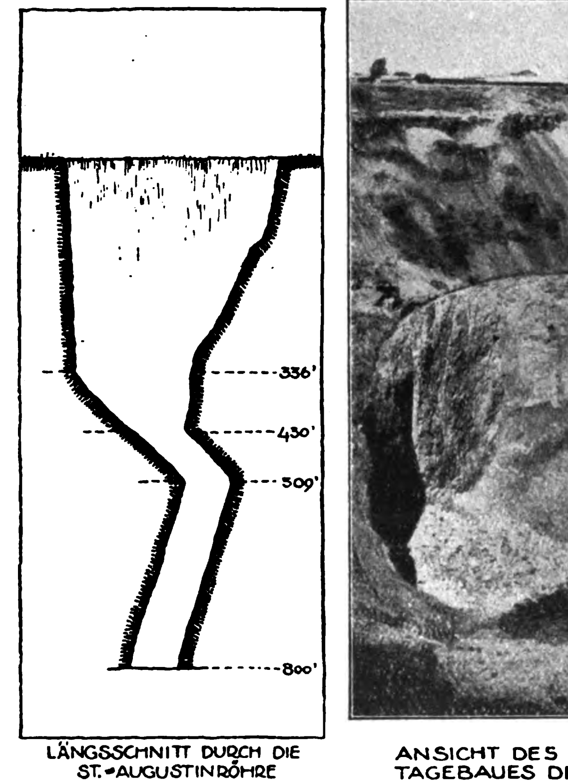
---

[1]) A. Geikie, Ancient volcanoes of Great Britain. London 1897.

[2]) Percy Wagner, The diamond fields of Southern Africa. Johannesburg 1914. — Vgl. auch Stutzer, Geol. Rundsch. 1915, H. 2.

[3]) Rimann, Tschermaks min.-petrogr. Mitteil. XXXIII, S. 244, 1915.

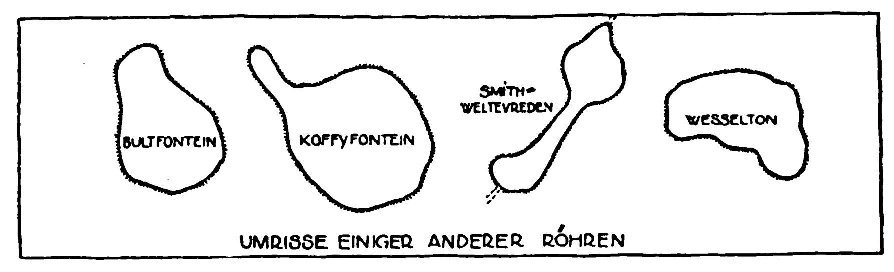




LÄNGSSCHNITT DURCH DIE ST.-AUGUSTINRÖHRE



ANSICHT DES 360 m TIEFEN ALTEN TAGEBAUES DER KIMBERLEY-GRUBE



UMRISSE EINIGER ANDERER RÖHREN

Fig. 101. Kimberlitröhren Südafrikas. Nach Percy Wagner.

Lakkolithe[1]).

Sie stellen brotlaibförmige oder unregelmäßig gestaltete, innerhalb sedimentärer Gesteine auftretende und sich nach unten in Gänge oder Ganggruppen fortsetzende Eruptivkörper dar. Ihre Entstehung ist zurückzuführen auf große, von unten her in das Schichtgestein eingepreßte Eruptivmassen, die sich dadurch Platz schafften, daß sie die überliegende Schichtendecke kuppelförmig auftrieben (Fig. 102). Erst durch Zerstörung dieses Sedimentgewölbes wurde das Eruptivgestein der Beobachtung zugänglich.

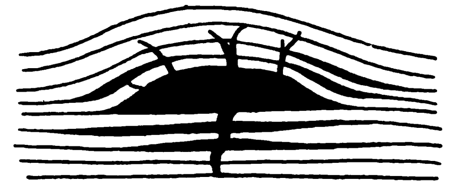


Fig. 102. Schema eines Lakkoliths. Nach GILBERT.

Diese bemerkenswerte Lagerungsform ist zuerst von nordamerikanischen Geologen, zumal von HOLMES und K. GILBERT, an mächtigen, in kretazische und tertiäre Sedimente eingeschalteten Lipariten in Kolorado,

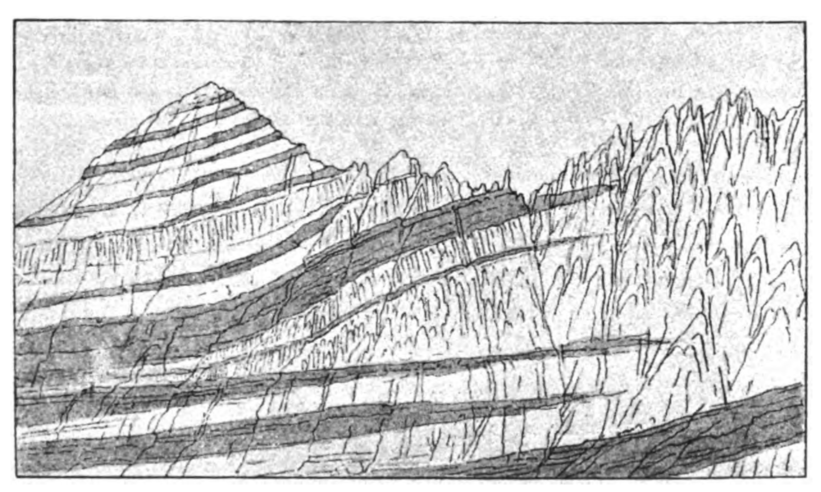


Fig. 103. Skizze des Mt. Hesperus (links) und des Mt. Moss (rechts) in Kolorado, die von diesem letzten aus in die Kreideschichten (dunkel) des ersten eindringenden intrusiven Trachytlager (hell) zeigend. Nach HOLMES.

[1]) GILBERT, Geology of the Henry Mountains. Washington 1877. Vgl. außerdem WHITMAN CROSS, Laccolithic mountain groups of Colorado etc. 14. ann. rep. U. St. Geol. Surv. 1895. — JAGGAR, Laccoliths of the Black Hills. 21. rep. III, 1901. — PIRSSON, Bull. U. St. Geol. Surv. Nr. 237. — BALTZER, Lakkolithe des Berner Oberlandes. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 16, S. 292, 1903, und Verh. d. Internat. Geologenkongr. in Wien 1904. — VERA DE DERWIES, Laccolites de Piatigorsk (Caucase du Nord). Genf 1905. — M. STARK, Beitr. z. geol.-petrogr. Aufbau der Euganeen und zur Lakkolithenfrage. Tscherm. min. petrogr. Mitt. 31, 1. 1906.

Utah und Neumexiko beobachtet worden. Ähnliche Eruptivkörper treten auch in älteren, sogar kambrischen Schichten auf, sind aber immer an ungefaltete oder nur schwach gefaltete Sshichten gebunden, die ihrem Eindringen keinen zu großen Widerstand entgegensetzten. Die meisten Lakko-

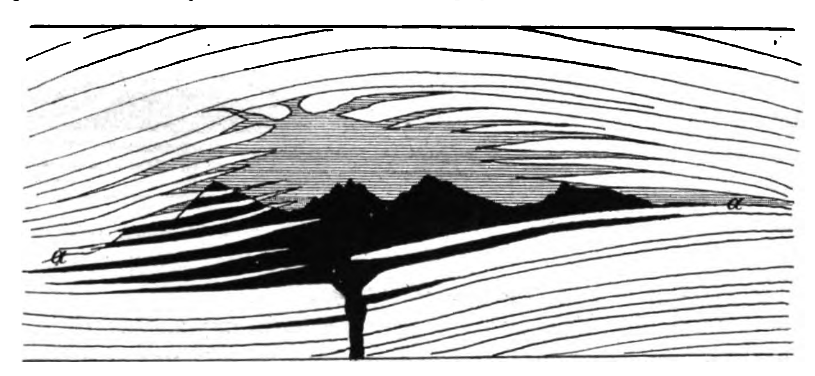


Fig. 104. Idealprofil zur Erläuterung der Art des Eindringens des Trachyts in die Kreideschichten. Nach Holmes.
a a heutige Profillinie der beiden in Fig. 103 dargestellten und der Nachbarberge. Der über dieser Linie liegende Teil der Figur stellt die abgetragenen Teile des Lakkoliths dar. (Trachyt: schwarz. Kreide: weiß.)

lithe bestehen aus sauren Gesteinen, die sowohl porphyrisch (Rhyolithe, Liparite, Quarzporphyre usw.) wie körnig (Granite, Syenite, Diorite u. a.) ausgebildet sind. Es treten aber auch basische Gesteine auf — so die Gabbros, die in Begleitung von Graniten den Kern der großen Eruptivmasse der inneren Hebriden bilden. Die Lakkolithe treten gern g r u p p e n w e i s e

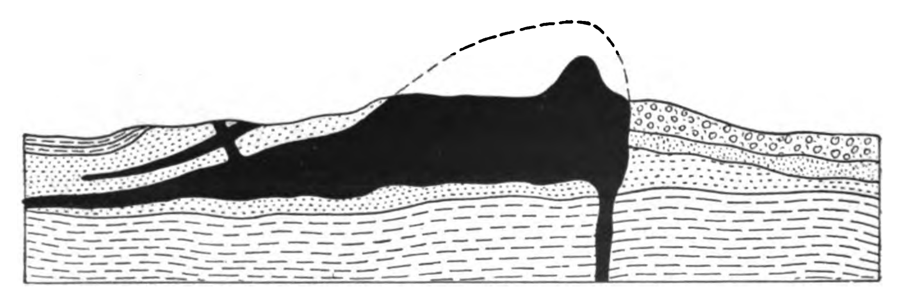


Fig. 105. Profil durch die Anthracite Range in Kolorado. Nach W. Cross.

auf. Sie sind in verhältnismäßig geringer Tiefe unter der ehemaligen Erdoberfläche erstarrt, zuweilen in weniger als 1 km. Sie senden vielfach Gangapophysen nach oben und den Seiten ab und haben in der Regel nur eine schwache Kontaktmetamorphose der Sedimente bewirkt.

Der Umstand, daß nicht nur die liegenden, sondern auch die hangenden Schichten metamorphosiert sind, die nach oben gerichteten Gangapophysen, die wesentliche Gleichartigkeit des Gesteins in allen Teilen des Eruptiv-

körpers und endlich der völlige Mangel an blasigen und schlackigen Gesteinsabänderungen und an Tuffen — nur an den Lakkolithen der Black Hills in Dakota hat man örtlich eruptive Brekzien beobachtet —, alles das spricht dafür, daß hier eine erst nachträglich in das Sediment eingedrungene Intrusivmasse vorliegt. Demgemäß stellen auch in Fällen wie Fig. 103, wo ein hundertfältiger Wechsel von Trachytlagen und Kreideschichten stattfindet, jene nicht etwa abwechselnd mit den Sedimenten gebildete Deckenergüsse, sondern intrusive, von der Hauptmasse des Lakkoliths aus in das Nebengestein eingepreßte Lagergänge dar (Fig. 104).

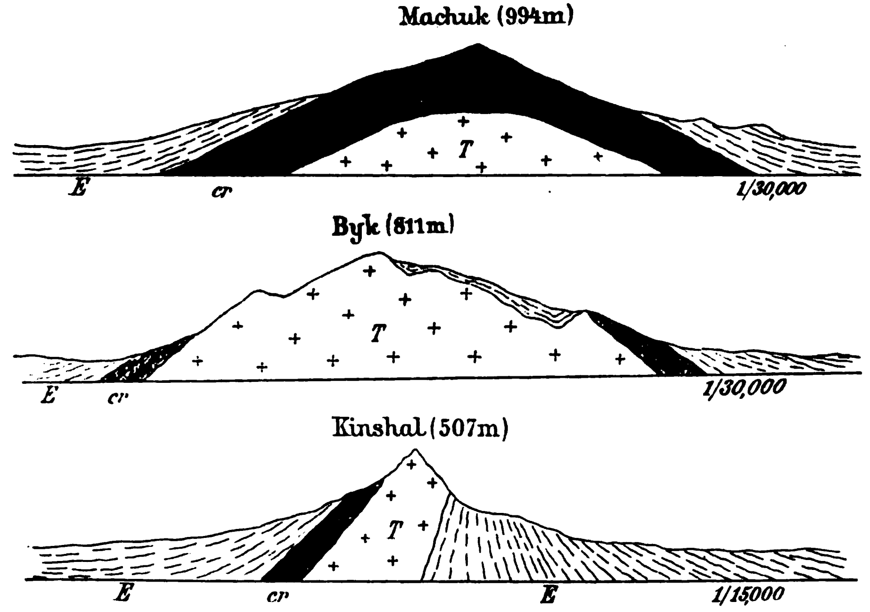


Fig. 106. Schnitte durch drei kaukasische Lakkolithe. Nach V. DE DERWIES. *T* Trachyt, *cr* Oberkreidekalk, *E* Eozän.

In Europa sind vereinzelte Trachytlakkolithe schon seit einiger Zeit durch russische Geologen aus dem nördlichen Vorlande des Kaukasus beschrieben worden. Da sie hier in einem Gebiete ungestörten Schichtenbaus auftreten, ihre nähere Umgebung aber stets auffällig gestört ist — oftmals fallen die Sedimente regelmäßig sattelförmig vom Lakkolithen ab, in anderen Fällen liegen sie diesem ganz unregelmäßig an —, so tritt hier dessen hebende Wirkung so deutlich wie möglich hervor (Fig. 106). Wie in Amerika, so fehlen auch am Kaukasus Eruptivbrekzien und Tuffe vollständig.

Auch die ausgedehnte, teils aus Basalt, teils aus Gabbro und Granit bestehende Eruptivmasse der inneren Hebriden betrachtet A. GEIKIE[1]) als

[1]) GEIKIE, History of the volcanic activity of the tertiary period etc. Transact. Roy. Soc. Edinburgh XXXV, 1888.

einen großen tertiären Lakkolithen. Ein gleiches Alter kommt vielleicht den in jurassischen und kretazischen Kalkmergeln aufsetzenden lakkolithischen Intrusivmassen (Andesit, Augit- und Quarzdiorit, Syenitporphyr usw.) Mexikos zu, die vor einiger Zeit durch E. Böse und C. Burckhardt[1]) beschrieben wurden. Auch sie haben die umgebenden Sedimente in auffälligster Weise aufgerichtet, gefaltet, zerstückt und verschleppt und kontaktmetamorphisch umgewandelt.

Aber auch ältere, inmitten paläozoischer oder vorpaläozoischer Gesteine auftretende Intrusivmassen werden jetzt oft als Lakkolithe aufgefaßt. So von Löwl die Granitmasse von Karlsbad, von Baltzer[2]) die Granitstöcke des Aletschhorns, des Gotthards usw., von W. Brögger die Granitmasse des

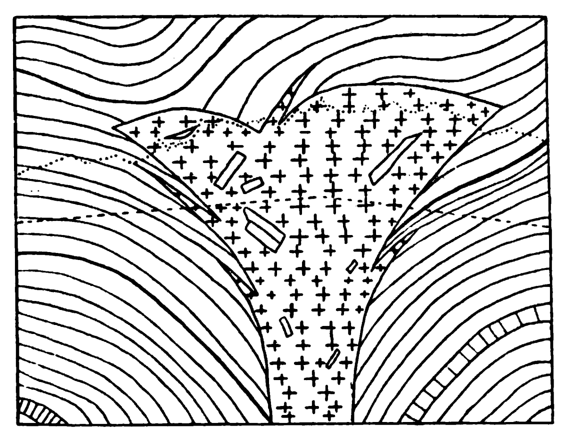


Fig. 107. Schematischer Vertikalschnitt durch den Ethmolith des Adamellostockes. Nach W. Salomon.

Kristianiagebiets mit ihrer sie uhrglasförmig überlagernden silurischen Sedimentdecke. In gleicher Weise hat Herm. Credner[3]) das sächsische Granulitgebirge als einen großen Lakkolithen von elliptischem Umriß angesprochen, der eine uralte Schichtenfolge (Algonkium, Paläozoikum) gewölbeförmig emporgepreßt, zahlreiche Apophysen in sie ausgesandt und sie metamorphosiert hat. Die die Eruptivmasse mantelförmig umgebenden Glimmer- und Garbenschiefer sollen das Ergebnis dieser Umwandlung sein.

Der Granit des Brockens mit der ihm aufliegenden flachen, von zahlreichen Granitapophysen durchschwärmten und in Hornfels umgewandelten Decke karbonischer Grauwacken ist ebenso gedeutet worden. Indes könnte

[1]) Guide des excurs. du congrès géol. internation. Mexique, Nr. 20, 24, 26. Mexiko 1906.

[2]) Baltzer, Granitische lakkolithartige Intrusionen des Aarmassivs. Verh. d. Internat. Geologenkongr. in Wien 1904, S. 789.

[3]) Erläuterungen zur Sektion Geringswalde-Ringetal der Geologischen Karte von Sachsen, 1903. Vgl. auch Kästner, Zentralbl. f. Min. usw. 1904, I, S. 196.

man diese und andere ähnliche große stockförmige Granitmassen auch als Stöcke auffassen.

In gleicher Weise hat man das granitische Massiv des Adamello in den südlichen Ostalpen als Lakkolith angesprochen. Allein nach W. SALOMON verjüngt sich die (nach ihm als tertiär aufzufassende) Eruptiv- (Tonalit-) Masse nach unten trichterförmig und die umgebenden Sedimente schmiegen sich dieser Trichtergestalt an (Fig. 107). SALOMON hat für derartig gestaltete Tiefenerstarrungsgebilde den Namen Ethmolith vorgeschlagen[1]).

Eine weitergehende Einteilung der Lakkolithe nach ihrer Form hat M. STARK vorgeschlagen[2]), und auch DALY[3]) und HARKER[4]) haben solche Unterscheidungen gemacht und mit besonderen Namen belegt.

Gesteinsstöcke.

Stöcke sind Gesteinsmassen von bedeutender Größe und unregelmäßiger Gestalt, die sowohl innerhalb ungeschichteter wie geschichteter Gesteine auftreten. Im letzten Falle durchsetzen sie die Schichten mit durch-

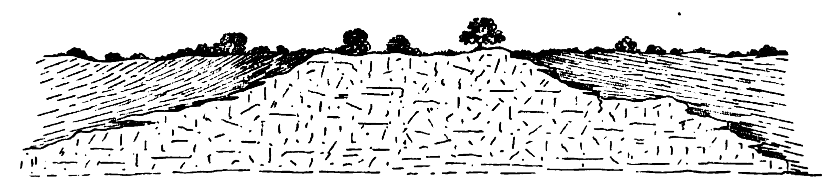


Fig. 108. Stockförmiges Riff von Korallen- (Onondaga-) Kalk in mitteldevonischen Mergeln. Williamsville, Neuyork. Nach A. GRABAU.

greifender Lagerung, verhalten sich also ganz wie Gänge. Überhaupt besteht zwischen Gängen und Stöcken eine nahe Verwandtschaft. Dies gilt besonders für die sogenannten Gangstöcke, die eigentlich nur kurze, sehr mächtige Gänge darstellen.

Es sind namentlich ältere kristalline Massengesteine, wie Granite und Syenite, die gern in Stockform auftreten. So hat man die beiden großen Granitmassen des Harzes, den Brocken und den Ramberg (vgl. Fig. 95), als Stöcke aufgefaßt[5]). Die Grenzflächen solcher Eruptivstöcke gegen das Nebengestein pflegen steil in die Tiefe einzufallen. Ihre Unterlage ist (wie bei den Harzer Granitstöcken) nicht bekannt; in vielen Fällen stellen

---

[1]) SALOMON, Sitzungsber. d. Berl. Akad. 1903, XIV.

[2]) STARK, Festschr. d. naturw. Vereins d. Univers. Wien 1907.

[3]) DALY, Igneous rocks and their origin. New York 1914.

[4]) HARKER, Natural history of igneous rocks. New York 1909.

[5]) ERDMANNSDÖRFFER freilich möchte den Brocken lieber als Lakkolithen deuten (Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. XXVI, S. 379. Berlin 1906).

stellen sie wohl nur die oberflächlichen Teile größerer tiefliegender Eruptivkörper (Batholithen) dar.

Außer den Eruptivstöcken gibt es aber auch stockförmige Gesteinsmassen, die aus chemischen Sedimenten, namentlich aus Gips und Steinsalz bestehen; und ebenso treten manche Erze, besonders Kiese, in Stockform auf (Kiesstock des Rammelsberges bei Goslar u. a.), und das gleiche gilt von manchen ungeschichteten, innerhalb wohlgeschichteter Sedi-

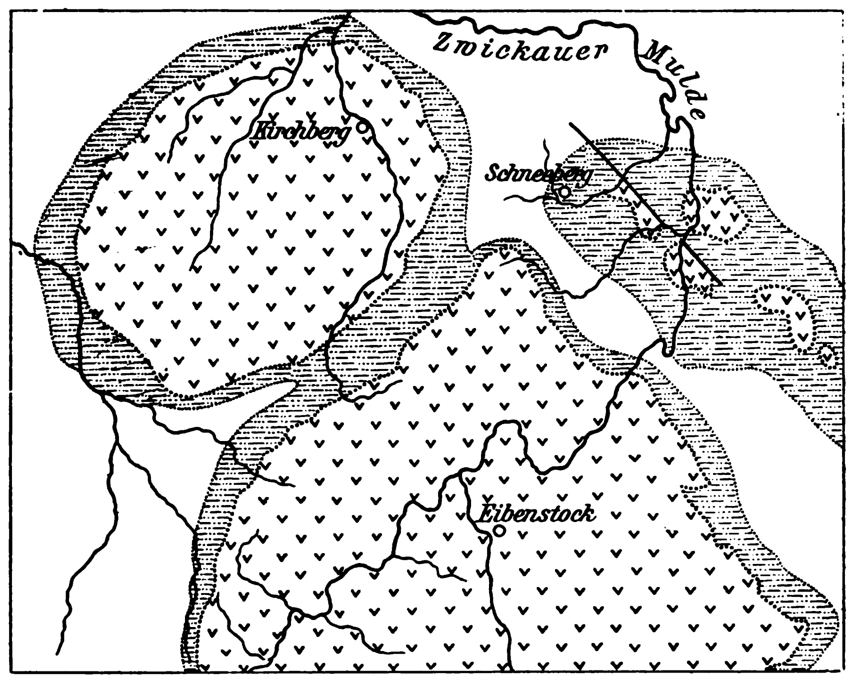


Fig. 109. Granitbatholithe von Kirchberg und Eibenstock im Sächsischen Erzgebirge[1]. Nach der CREDNERschen Geologischen Übersichtskarte des Königreichs Sachsen. 1 : 250 000. Die Granitmassen sind von präkambrischen und kambrischen Schiefern und Phylliten (weiß) umlagert und von einem Kontakthofe (gestrichelt) umgeben.

mente auftretenden organischen (Korallen-, Bryozoen-, Algen u. a.) Kalken, die offenbar alte Riffe darstellen (Fig. 108). Im Unterschiede zu den Eruptivstöcken kann man die zuletzt genannten Massen Sediment- bzw. Erzstöcke nennen. Sie weichen von den Eruptivstöcken darin ab, daß ihr Liegendes beobachtet oder wenigstens vermutet werden kann, wie auch darin, daß sie nicht, wie die Eruptivstöcke, erst nachträglich in das sie umgebende Gestein eingedrungen, es durchbrochen haben.

[1]) Vgl. Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sektion Auerbach-Lengenfeld. 2. Aufl., bearbeitet von E. WEISE und A. UTHEMANN. Leipzig 1915.

Batholithe (Liegendkörper).

Die Batholithe schließen sich eng an die Eruptivstöcke an und unterscheiden sich von ihnen nur durch noch bedeutendere Größe sowie dadurch, daß sie keine bekannte Unterlage haben. Sie setzen „in ewige Teufe" fort (E. SUESS), sie bilden „bodenlose" Injektionen (DALY). Fast immer bestehen sie aus Granit, nur ausnahmsweise aus basischeren Gesteinen. In bezug auf ihre Entstehung kann man annehmen, daß sie sich durch allmähliche Durchschmelzung und Aufzehrung ihres Nebengesteins Platz geschaffen haben; oder man kann mit dem amerikanischen Geologen DALY annehmen, daß sie den nötigen Raum entweder durch mechanisches Abstemmen und Losbrechen ihres Hangenden, oder (nach den allgemeineren Vorstellungen von H. CLOOS) infolge tektonischer Vorgänge erlangt haben[1]).

In Deutschland bieten die großen Granitmassen des Erz- und Riesengebirges, des Bayrischen Waldes usw. gute Beispiele für Batholithe; außerhalb Deutschlands die der Bretagne, von Cornwall, Schottland usw. und außerhalb Europas besonders die riesigen ähnlichen Massen von Kanada und Britisch-Kolumbien. Fast immer liegen diese großen Eruptivkörper in paläozoischen und vorpaläozoischen Gesteinen, während die auch in jüngeren Formationen anzunehmenden ähnlichen Eruptivkörper noch nicht durch Denudation freigelegt sind.

Kuppen.

Sie stellen gleich den Lakkolithen und Batholithen eine nur bei Eruptivgesteinen vorkommende, für diese aber sehr wichtige und bezeichnende Lagerungsform dar. Es sind große kegel-, glocken- oder kuppelförmige Ge-

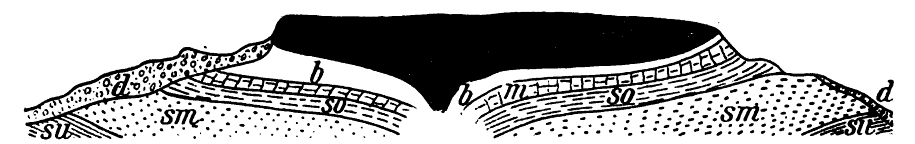


Fig. 110. Profil durch den Meißner unweit Kassel. Nach UTHEMANN.
su, *sm*, *so* unterer, mittlerer, oberer Buntsandstein, *m* Muschelkalk, *b* braunkohlenführendes Tertiär, *B* Basalt, *d* Basaltschutt.

steinsmassen, die durch Aufstauung eruptiven Materials über ihrem Ausbruchspunkte an der Erdoberfläche entstanden sind. Alle Kuppen hängen oder hingen doch ursprünglich mit Durchschlagsröhren oder Gängen zusammen, die ihre unterirdische Fortsetzung, gewissermaßen ihre Wurzeln bilden und die Kanäle darstellen, auf denen das Magma an die Oberfläche gelangte.

[1]) Über DALYS „overhead stopping-" oder Platzaustauschhypothese vergleiche man das bei Besprechung der Eruptionserscheinungen im Abschnitt „Flächen-(Areal-)Eruptionen" Gesagte. Dortselbst findet man auch Mitteilungen über die Vorstellungen von CLOOS.

Durch diese innige Verknüpfung mit Gängen und durch ihre gesetzmäßigen inneren Absonderungsformen unterscheiden sich die ursprünglichen oder primären Kuppen von solchen, die ihre Kegel- oder Kuppelgestalt erst nachträglich durch Verwitterung erhalten haben. Da gerade die kristallinen Massengesteine sehr häufig unter dem Einfluß von Verwitterung

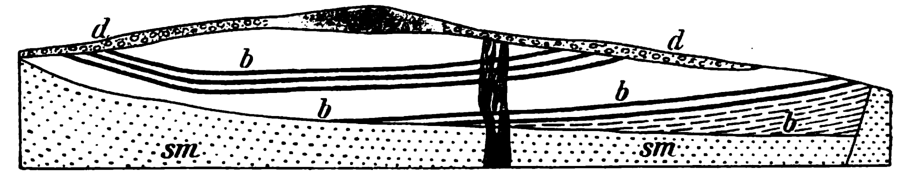


Fig. 111. Profil durch den Hirschberg bei Großalmerode. Nach Uthemann. *sm* mittlerer Buntsandstein, *b* braunkohlenführendes Tertiär, *B* Basalt, *d* basaltischer Lehm.

und Erosion Kuppenform annehmen, so muß man sich hüten, in jedem kuppenförmigen Basalt-, Trachyt- oder Diabasberge eine ursprüngliche Eruptivkuppe erblicken zu wollen.

Von inneren Absonderungsformen sind bei Kuppen besonders die säulen- und plattenförmige entwickelt. Die Säulen haben in vielen Fällen keine regelmäßige Anordnung, was wohl eine Folge störender, durch spätere Magma-

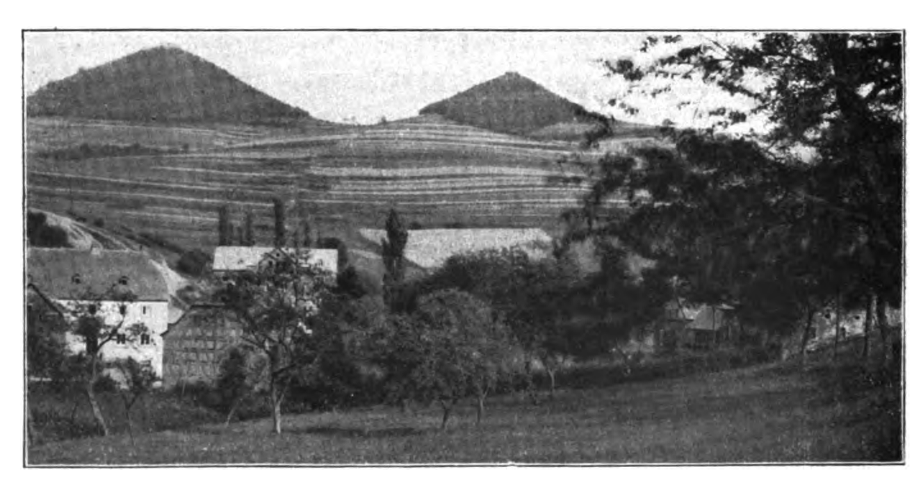


Fig. 112. Arzbacher Köpfe unweit Ems. Zwei Trachytkuppen, im Unterdevon aufsetzend. Nach Photographie des Verfassers.

nachschübe veranlaßter Bewegungen in der erstarrenden Gesteinsmasse ist. In anderen Fällen dagegen sind die Säulen symmetrisch zur Achse der Kuppe geordnet, so daß sie entweder nach unten oder nach oben zusammenlaufen. Besonders deutlich ist diese Anordnung, die nach früheren Ausführungen damit zusammenhängt, daß die Säulen immer rechtwinklig zur ursprünglichen

Abkühlungsfläche stehen, am Scheidskopfe bei Remagen zu beobachten (Fig. 113). Die plattenförmige Absonderung ist namentlich an manchen Phonolithbergen vortrefflich entwickelt. Die Platten verlaufen meist der Mantelfläche des Berges parallel, so daß dieser aus lauter sich konzentrisch umhüllenden Gesteinsschalen zusammengesetzt erscheint, wie unter anderem am Schloßberge bei Teplitz und an der Heldburg bei Koburg. Eine andere

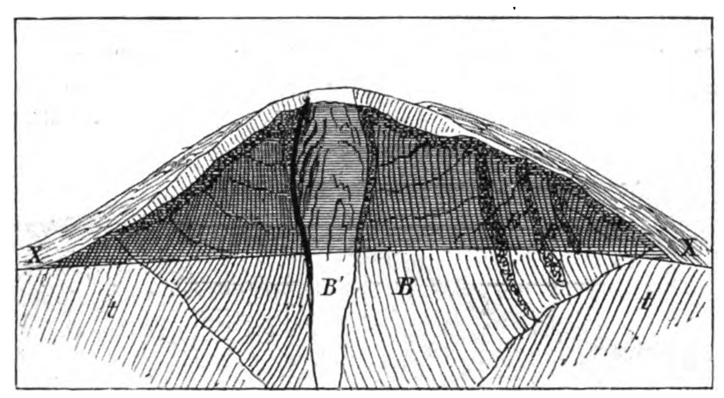


Fig. 113. Basaltkuppe des Scheidskopfes bei Remagen. Nach MÖHL.
t devonischer Schiefer, *B* Basalt, *B'* mittlerer spindelförmiger sogenannter Umläufer, *B''* gangartige Basaltdurchbrüche, *X* Reste ehemaliger Tuffumhüllung (?)[1]).

Art von Absonderung wird von der Phonolithkuppe Roc du Curé im Velay (Südfrankreich) angegeben: sie besteht aus lauter ineinander steckenden Trichtern.

Außer den heutigen Laven treten namentlich die Basalte, Phonolithe und Trachyte der Tertiärepoche häufig in Kuppenform auf.

Gesteinsströme.

Als Ströme bezeichnet man aufgelagerte Gesteinsmassen mit überwiegender Längsausdehnung und größerer oder geringerer Neigung nach abwärts. Hierher gehören vor allem die Lavaströme der Vulkane, die sich als geschmolzene Gesteinsmassen von ihrer Ausbruchsstelle aus abwärts bewegen, bis sie erstarren. Je nach ihrem Flüssigkeitsgrade, der Menge der nachdrängenden Lava und der Stärke der Bodenneigung ist die Gestalt der Lavaströme, namentlich ihre Länge, Breite und Dicke sehr verschieden. Viele stellen lange schmale dünne Bänder dar; andere sind kurz, aber sehr breit und dick, von tränenförmiger Gestalt. Nähere Mitteilungen hierüber

[1]) Die dunkler gehaltenen Teile der Abbildung stellen den durch Steinbruchsbetrieb entblößten Teil der Kuppe dar; die heller gehaltenen sind ergänzt, um eine Vorstellung von der wahrscheinlichen Art der Tiefenfortsetzung und der ehemaligen Schlackendecke der Kuppe zu geben.

sollen bei Besprechung der vulkanischen Erscheinungen gemacht werden; schon hier aber sei hervorgehoben, daß mitunter zahlreiche Ströme übereinanderliegen, ein jeder von dem unter- und überliegenden durch eine Schlackenkruste getrennt. Nicht selten besitzen die eruptiven Gesteinsströme an der Unter- und Oberseite Säulenabsonderung.

Außer den heutigen Lavaströmen treten auch manche ältere Eruptivgesteine, wie Basalte, Trachyte und Phonolithe, ferner Quarzporphyre, Melaphyre und Diabase in Stromform auf. Es bedarf kaum der Bemerkung, daß ebenso wie die Kuppen auch die Eruptivströme stets Gänge oder Durchschlagsröhren voraussetzen, auf denen das Magma an die Oberfläche stieg.

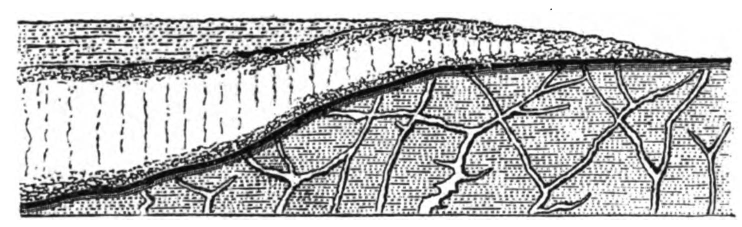


Fig. 114. Lavastrom auf der Insel Vulcano mit deutlicher Ober- und Unterschlacke und prismatischer Absonderung, eingeschaltet in vulkanischen Tuff. Nach Judd.

Gesteinsmassen von ganz anderer Entstehung, aber von ähnlicher Lagerung stellen die Eisströme der Gletscher dar. Auch die bei Bergstürzen entstehenden Schuttmassen bewegen sich als echte Ströme abwärts, und ebenso manche durch Verwitterung gebildete Blockanhäufungen. Endlich gehören hierher auch die Schlammströme vulkanischer Eruptionen.

Gesteinsdecken und -lager.

Die Decken stellen eine den Strömen nahestehende Lagerungsform dar. Es sind Ströme von bedeutender seitlicher Ausdehnung. Man hat daher treffend gesagt, daß Decken sich zu Strömen verhalten wie Seen zu Flüssen. Sie entstehen durch Ausfluß von Eruptivmaterial auf und über einer flachen Unterlage, auf der das Magma sich rasch nach allen Seiten ausbreiten konnte. Es ist bemerkenswert, daß die Decken fast immer aus basischen leichtflüssigen Gesteinen, wie Basalten, Diabasen, Melaphyren usw. bestehen.

Häufig liegt eine größere Anzahl von Decken übereinander, und dann pflegt man von Deckensystemen zu reden. So am Vogelsberg, wo zahlreiche Basalt- und Trappdecken, so ferner im mittleren Frankreich, wo viele mächtige und weitverbreitete Basaltdecken übereinanderliegen. Zu

den mächtigsten Deckensystemen gehören die tertiären Basaltausbreitungen im NW der Vereinigten Staaten (in Washington, Oregon usw.), auf Island nebst den Färöern, Schottland, Irland und Ostgrönland und die kretazische Trappmasse des Dekkans (im W von Ostindien). Die heutige Ausdehnung der isländisch-grönländisch-schottischen Basaltdecken wird auf über 135 000 qkm geschätzt und kann vor ihrer Zerstückelung 500 000 qkm be-

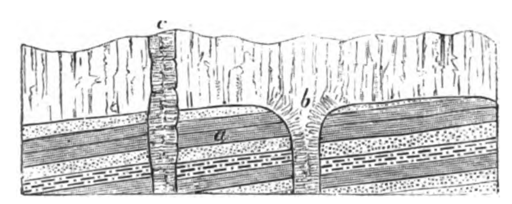


Fig. 115. Profil an der Küste von Arran. Nach F. ZIRKEL.
a unterkarbone Schichten, *b* Diabasgang, nach oben mit einer mächtigen Decke zusammenhängend, *c* jüngerer Diabasgang.

tragen haben. Die grönländische Decke wird über 1200 m dick. Die sogenannten Plateaubasalte von Washington und den angrenzenden Staaten erreichen eine Mächtigkeit von 1800 m, die Trappe Dekkans sogar eine solche von fast 2000 m. Auch ältere Eruptivgesteine, namentlich Melaphyre, Porphyrite und Quarzporphyre — wie die der Saar-Nahe-Gegend, des Südharzes und anderer deutscher Rotliegendgebiete, gar nicht zu reden von der gewaltigen Porphyrmasse von Bozen-Meran — sowie Diabase bilden mit-

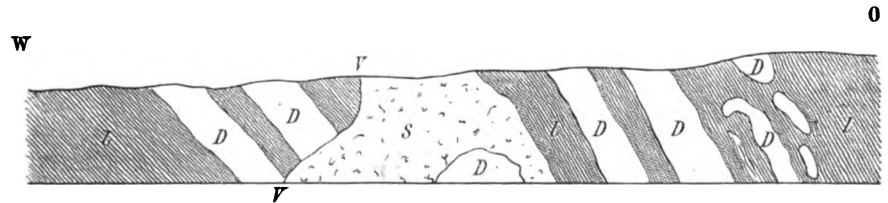


Fig. 116. Profil im tiefen Einschnitt am westlichen Mundloch des Hartenroder Tunnels (zwischen Herborn und Gladenbach). Etwa 1 : 11 000.
l mitteldevonischer Schiefer, *D* Diabaslager, *S* Schalstein, *V* Verwerfung.

unter Deckensysteme. Als ein großartiges Beispiel für solche sei endlich noch das zum Teil über einen Kilometer mächtig werdende Deckensystem des jungoberdevonischen sogenannten Deckdiabases der Dillgegend genannt.

Daß auch für die Decken Gänge eine notwendige Bedingung sind, liegt auf der Hand (Fig. 115).

Werden eruptive Decken später durch neue Sedimente überdeckt, so bezeichnet man sie als Lager. Lager sind daher nichts anderes als zwischen Schichtgesteine eingeschaltete Eruptivergüsse. Basalte, Trachyte, Melaphyre,

Porphyre und Diabase treten häufig, oftmals in Begleitung von Tuffen, in Lagern auf. In manchen Fällen sind sie dann wie die Sedimente, denen sie eingelagert sind, aufgerichtet, gebogen und gefaltet (Fig. 116).

Lehre vom Schichtenbau (Tektonik).[1])

Es liegt im Wesen der Sedimentbildung begründet, daß die Schichten ursprünglich in mehr oder weniger wagrechter Lage abgesetzt wurden. An vielen Orten haben die Sedimente diese wagrechte oder „söhlige“ Lage bis heute bewahrt. So breiten sich die mesozoischen Ablagerungen über große Teile von Deutschland gleich einem Teppich aus, und dasselbe gilt von den paläozoischen Schichten des südlichen Schwedens, des europäischen Rußlands und ausgedehnter Teile des Staates Neuyork. In anderen Gebieten dagegen, und zwar besonders im Gebirgslande, befinden sich die Schichten infolge späterer Bewegungen der Erdkruste in einer von der anfänglichen mehr oder weniger abweichenden, „gestörten“ oder „dislozierten“ Lage.

Die Art der Dislokation ist im einzelnen sehr verschieden; in erster Linie aber hängt sie davon ab, ob die Störung ein Ergebnis horizontaler oder tangentialer Bewegungen, d. h. von Pressungen und Zusammenschiebungen der Erdrinde ist, oder ob sie durch vertikale oder radiale (d. h. im wesentlichen wie der Erdradius gerichtete) Krustenbewegungen entstanden ist. Zu den Vertikaldislokationen gehören hauptsächlich Flexuren und Verwerfungen, zu den Horizontaldislokationen dagegen Faltungen, Überschiebungen und Blattverschiebungen.

I. Horizontale oder tangentiale Störungen.

Schichtenfaltung.

Sie ist, wie schon hervorgehoben, eine Folge seitlichen Rindenschubs, durch den die früher wagrecht liegenden Schichten der Kruste zu Falten

[1]) v. Carnall, Die Sprünge im Steinkohlengebirge. Berlin 1835. — Alb. Heim, Der Mechanismus der Gebirgsbildung. 2 Bde. Zürich 1878. — Alb. Heim u. E. de Margerie, Die Dislokationen der Erdrinde. Zürich 1888. — G. Köhler, Über die Störungen im westfälischen Steinkohlengebirge. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen Bd. 28, 1880. — Derselbe, Die Störungen der Gänge, Flöze und Lager. Leipzig 1886. — B. Willis, The mechanics of the Appalachian structure. 13. ann. rep. U. St. Geol. Surv. II, 1893. — O. Wilckens, Grundzüge der tektonischen Geologie. Jena 1912.

Lehrreiche künstliche Nachahmungen von Dislokationen findet man besonders in A. Daubrée, Synthetische Studien zur Experimentalgeologie. Deutsch von A. Gurlt. Braunschweig 1880; ferner in E. Reyer, Geographische und geologische Experimente. Wien 1892—1894, in der obengenannten Abhandlung von B. Willis, und in W. Paulcke, Das Experiment in der Geologie. Karlsruhe 1912.

zusammengepreßt wurden. Es liegt auf der Hand, daß der Zusammenschub eine Aufrichtung der Schichten zur Folge hatte. Man bezeichnet solche, durch Faltung oder sonstige Dislokationen aus ihrer ursprünglichen hori-

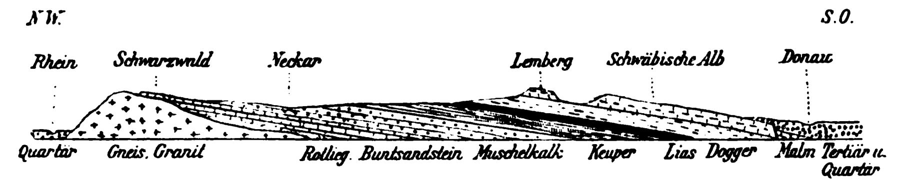


Fig. 117. Durchschnitt durch das schwäbische Stufenland zwischen dem Schwarzwald und der Donau.

zontalen Lage herausgebrachten Schichten als aufgerichtet. Die Stärke der Aufrichtung ist natürlich im allgemeinen um so größer, je stärker der Zusammenschub der Schichten war. Sie kann zwischen 0 und 90° schwanken. Schichten, die um 90° von ihrer ehemaligen Lage abweichen

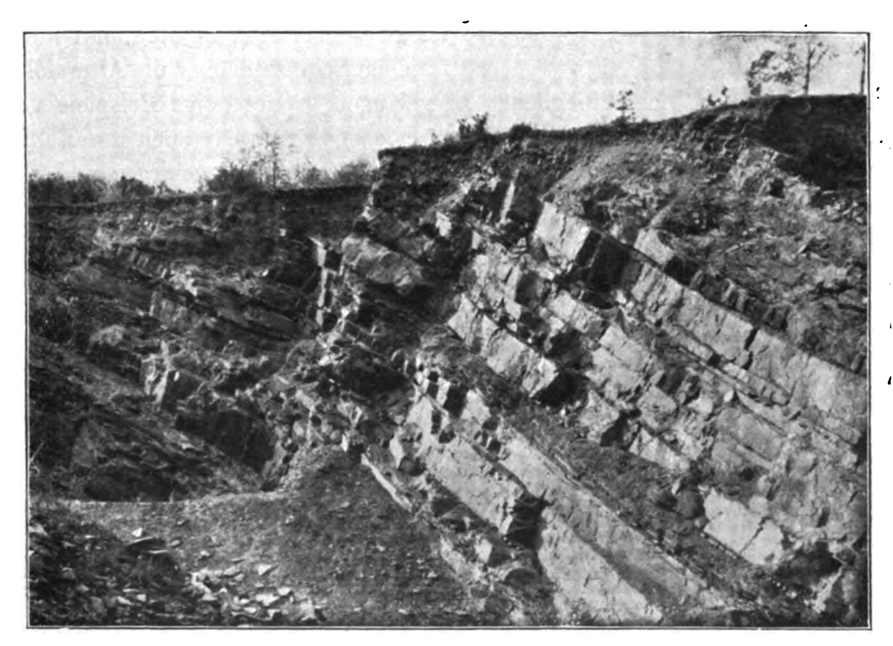


Fig. 118. Mäßig steil aufgerichtete Schichten. Oberdevonische Sandsteine und Schiefer der Gegend von Biedenkopf a. d. Lahn.

oder, mit anderen Worten, senkrecht stehen, werden als saiger oder auf dem Kopf stehend bezeichnet.

Man kann nicht selten Gesteinsreihen von bedeutender Mächtigkeit beobachten, deren Schichten alle gleichmäßig nach derselben Himmelsrichtung geneigt sind und auf diese Weise eine regelmäßige Folge einseitig

aufgerichteter Schichten bilden. Es ist dies der sogenannte „monoklinale“ Schichtenbau der englischen und amerikanischen Geologen.

Ein gutes Beispiel bietet die im großen wenig gestörte, gleichmäßig gegen SO einfallende mesozoische Schichtenfolge des schwäbischen Stufenlandes, die am Fuße des Schwarzwaldes mit Rotliegendem und Buntsandstein beginnt und von diesen durch Muschelkalk, Keuper, Lias und Dogger bis in den Malm der Rauhen Alb hinauf reicht (Fig. 117).

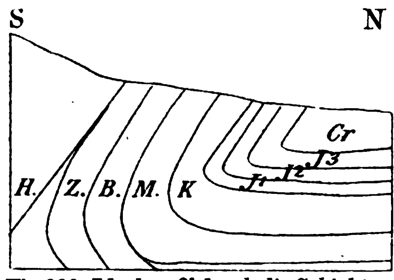


Fig. 119. Idealprofil durch die Schichtenfolge am Nordrande des Harzes. *H.* Harzer Schiefergebirge, *Z.* Zechstein, *B.* Buntsandstein, *M.* Muschelkalk, *K* Keuper, $J^1 - J^3$ Jura, *Cr* Kreide.

Die Aufrichtung der Schichten kann unter Umständen den Betrag von 90° noch überschreiten, und dann bezeichnet man sie als überkippt. Da in Fällen überkippter Lagerung die jüngere Schicht nicht — wie bei normaler Lagerung — über, sondern unter der älteren liegt, so ist große Vorsicht geboten, um nicht zu falschen Schlüssen über die Altersfolge der verschiedenen Schichtenglieder zu gelangen. Großartige Beispiele von Schichtenüberkippungen finden sich im Hochgebirge; aber auch am Rande mancher niederer Gebirge, wie am Nordfuße des Riesengebirges und des Harzes, herrscht auf größere Erstreckung überkippte Schichtenlagerung (Fig. 119).

Folgt man gefalteten Schichten in ihrer Fallrichtung, so pflegt man bald an eine Stelle zu kommen, wo ihre Neigung sich verflacht, um in die

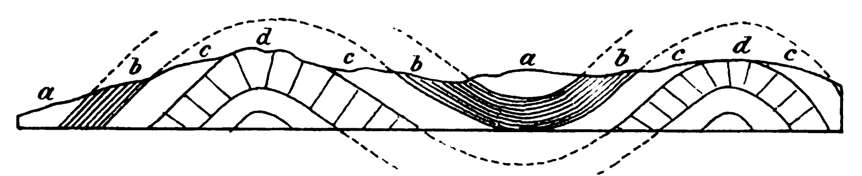


Fig. 120. Querprofil durch ein gefaltetes Schichtensystem mit teilweiser Ergänzung der zerstörten Faltenteile.

entgegengesetzte überzugehen. Dieser Wechsel im Fallen pflegt sich im Fortschreiten in gleicher Richtung noch öfter zu wiederholen, so daß die Schichten im ganzen eine Reihe mehr oder weniger paralleler sich aneinanderreihender Falten bilden, wie Fig. 120 veranschaulicht. Man erkennt auch, daß infolge der Faltung eine oft wiederholte Aufeinanderfolge der verschiedenen Glieder des Schichtensystems a b c d stattfindet, und zwar in der Reihe: a b c d — d c b a — a b c d usw.

Bei allen normalen Falten lassen sich unterscheiden: 1. Mulden- oder Synklinalfalten (auch kurz Synklinen), d. h. konkave, trogförmige Faltenteile, deren Schenkel oder Flügel nach unten konvergieren (Fig. 121 a), und 2. Sattel- oder Antiklinalfalten (Antiklinen), d. h. konvexe gewölbeförmige Faltenteile, deren Flügel nach oben kon-

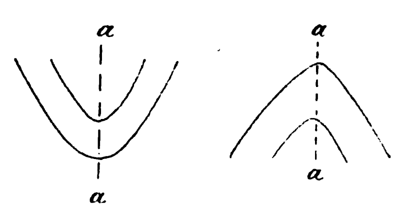


Fig. 121 a. Muldenfalte. Fig. 121 b. Sattelfalte.

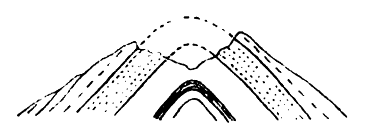


Fig. 122. Luftsattel.

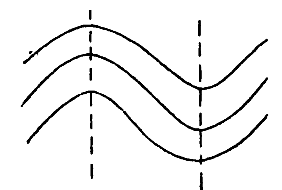


Fig. 123. Aufrechte Falten.

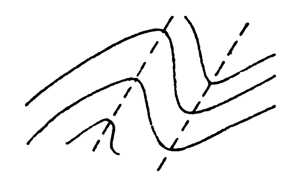


Fig. 124. Schiefe Falten.

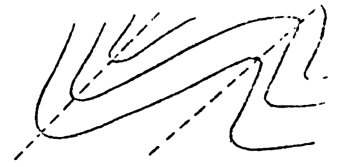


Fig. 125. Überkippte Falten.

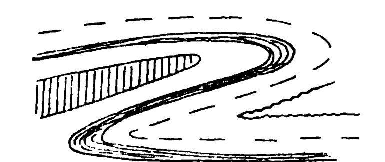


Fig. 126. Liegende Falten.

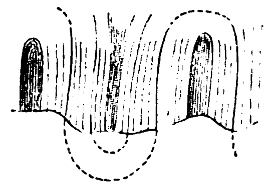


Fig. 127. Aufrechte Isoklinalfalten.

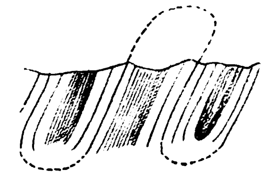


Fig. 128. Schiefe Isoklinalfalten.

vergieren (Fig. 121 b). Die Verbindung der Schenkel einer Mulde und eines Sattels wird als Mulden- oder Sattelbiegung bezeichnet, die Symmetrieebene, die den Winkel der Faltenschenkel halbiert, als Achsenebene oder auch kurz als Achse der Falten (a—a in Fig. 121). Die oberen Teile der Falten sind häufig stark abgetragen. Dies ist besonders bei Sätteln der Fall, und derartige im Scheitel aufgebrochene und zerstörte Sättel werden als Luftsättel bezeichnet (Fig. 122).

Im einzelnen ist der Bau der Falten sehr mannigfaltig. Folgendes sind die wichtigsten zu unterscheidenden Formen:

1. Normalfalten. Mulden- und Sattelfalten, deren beide Flügel der Symmetrie- oder Achsenebene zu- bzw. von ihr wegfallen. Sie zerfallen wiederum in a) aufrechte (gerade) oder stehende (Fig. 123) mit mehr oder weniger senkrechter Achse; b) schiefe (Fig. 124) mit schräger Achse, aber nach entgegengesetzten Richtungen fallenden Schenkeln; c) über-

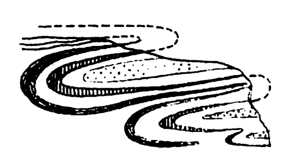


Fig. 129. Liegende Isoklinalfalten.

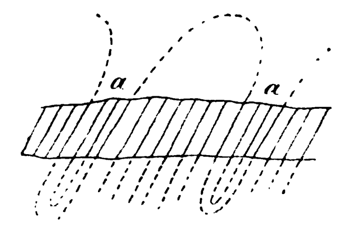


Fig. 130. Schichtenwiederholung bei Isoklinalfalten.

kippte (Fig. 125) mit schräger Achse und nach derselben Seite einfallenden Schenkeln und d) liegende (Fig. 126) mit sehr stark geneigter bis horizontaler Achse.

Eine besondere Form der aufrechten Falten bilden die sogenannten Kofferfalten mit flacher Scheiteldecke und steil bis senkrecht abfallenden Schenkeln (Fig. 131).

2. Isoklinalfalten. Falten, deren Schenkel infolge sehr starken Zusammenschubs der Schichten der Symmetrieebene mehr oder weniger

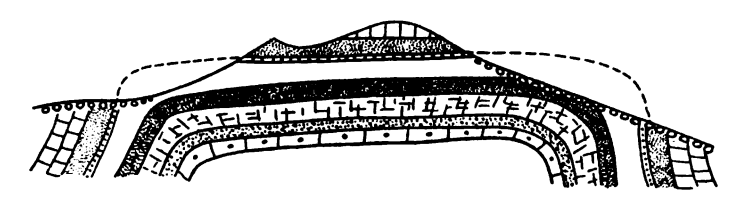


Fig. 131. Kofferfalte. Weißensteinkette, Schweizer Jura. Nach H. Gerth.

parallel stehen. Auch hier lassen sich aufrechte, schiefe oder überkippte und liegende Isoklinalfalten (Fig. 127—129) unterscheiden.

In vielen unserer aus paläozoischen Gesteinen aufgebauten Mittelgebirge, wie im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz, herrschen auf weite Erstreckung NO streichende Isoklinalfalten mit nach NW überkippten oder, mit anderen Worten, gleichmäßig nach SO einfallenden Flügeln. Da in diesen Gebirgen ein großer Teil der paläozoischen Schichten aus petrographisch wenig verschiedenen Grauwacken und Schiefern besteht, so ist es begreiflich, daß man in Fällen wie Fig. 130 leicht zu der Vorstellung kommen

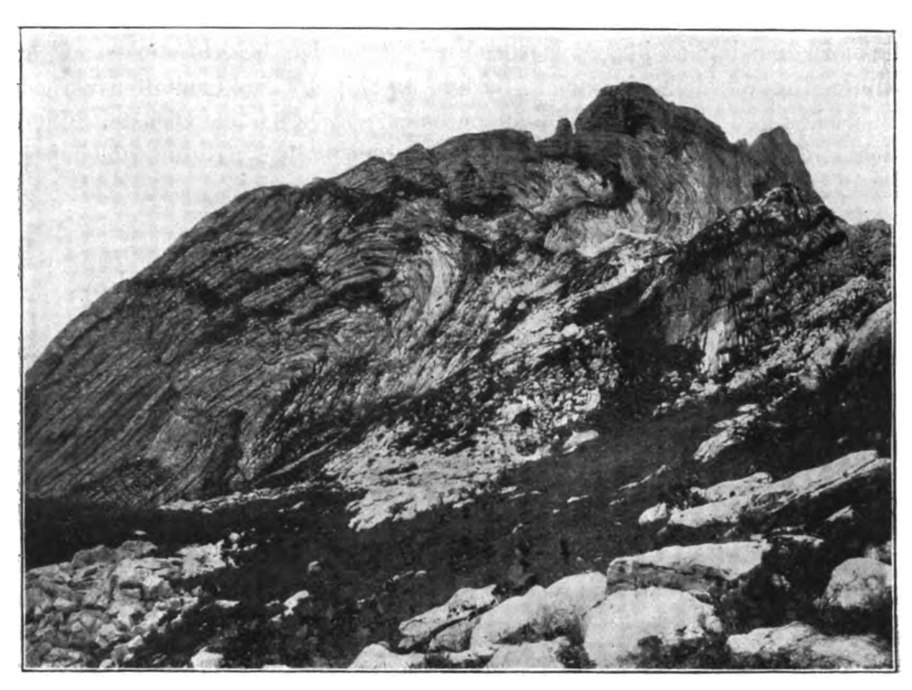


Fig. 132. Schräge isoklinale Sattelfalte im unterkretazischen Schratten-Kalk. Am Stoß im Säntisgebirge.
Nach Photographie von Arnold Heim.

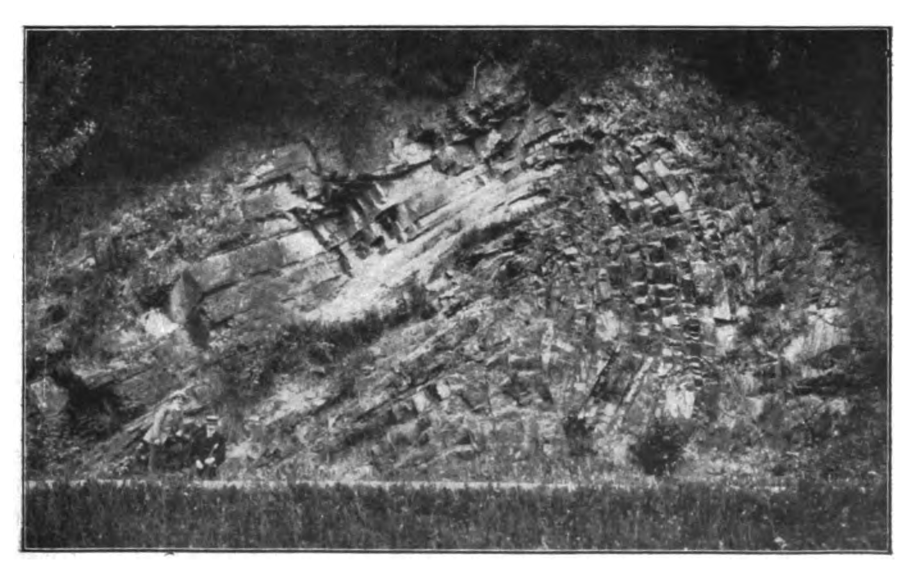


Fig. 133. Überkippte Sattelfalte. Siegener Schichten. Ahrtal.
P. G. Krause phot.

könnte, man habe es mit einer überaus mächtigen, einseitig geneigten, nach links zu aus immer jüngeren Gliedern bestehenden Schichtenfolge zu tun, während in Wirklichkeit nur ein System überkippter Isoklinalfalten vorliegt. In solchen Fällen leistet oft die Paläontologie ausgezeichnete Dienste. Finden sich z. B. bei a a mitteldevonische, dazwischen aber nur unterdevonische

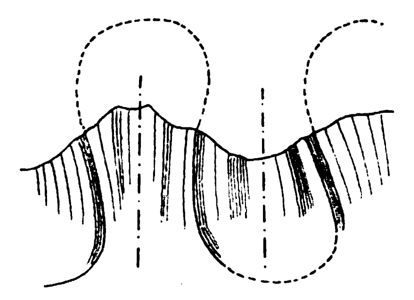


Fig. 134. Aufrechte Fächerfalten.

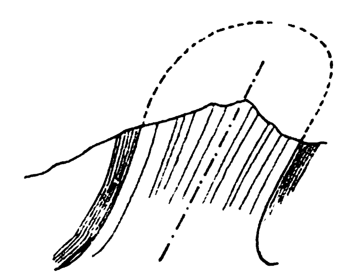


Fig. 134a. Schiefe Fächerfalte.

Versteinerungen, so ist damit sofort bewiesen, daß die Schichten bei a steile Muldeneinfaltungen, die dazwischenliegenden Gesteine aber Luftsättel darstellen.

3. Eine letzte, seltenere Art von Falten bilden die doppelt überkippten oder Fächerfalten. Bei einer Fächermulde (Fig. 134 rechts) fallen die Flügel nicht wie gewöhnlich der Muldenachse zu, sondern — wenigstens in dem der Beobachtung zugänglichen Teile — von ihr fort.

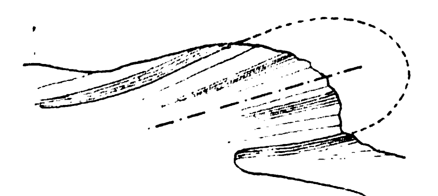


Fig. 135. Liegende Fächerfalte.

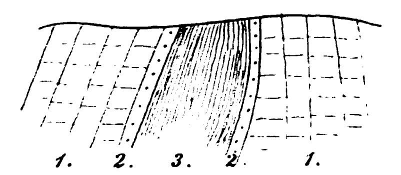


Fig. 135a. Profil bei Theux (belgische Ardennen). *1.* Kohlenkalk, *2.* flözleerer Sandstein, *3.* flözführendes Karbon.

Beim Fächersattel fallen die Flügel nicht von der Sattelachse fort, sondern ihr zu (Fig. 134a). Auch bei den Fächerfalten hat man aufrechte (Fig. 134), schiefe (Fig. 134a) und liegende (Fig. 135) zu unterscheiden. Derlei Falten sind in hohen Faltengebirgen wie den Alpen nicht selten. Indes sind sie, wie Fig. 135 a zeigt, auch in unseren Gegenden bekannt.

Durch fächerförmigen Bau im großen ist — wie Fig. 142 erkennen läßt — an vielen Stellen die zentrale Gneiszone der Alpen und anderer Hochgebirge (Kaukasus usw.) ausgezeichnet. Auch diese großen Gneisfächer werden von Heim, Baltzer u. a. als doppelt überkippte Sattelfalten gedeutet.

Von den bisher betrachteten Falten, die man insgesamt als *gewöhnliche Falten* zusammenfassen kann, sind zu unterscheiden die *Zickzackfalten*. Sie zeichnen sich dadurch aus, daß die Faltenschenkel nicht wie gewöhnlich gebogen, sondern gerade sind und nicht mit einer Umbiegung, sondern winklig zusammenstoßen.

Seit alter Zeit bekannt sind die ausgezeichneten Zickzackfalten des belgischen Kohlengebirges (besonders in der Gegend von Lüttich, Fig. 136) und des Wormkohlenbeckens. Sie kommen indes auch anderweitig vor. So unter anderem in der Gegend von Prag an unterdevonischen, im oberen Okertale im Harz an Kulmkalken und bei Sulza in Thüringen an Muschelkalkschichten. Mitunter treten sie auch in Verbindung mit gewöhnlichen Falten auf. So in dem durch seine ausgezeichneten Schichtenfaltungen berühmten Profil unterhalb Flüelen an der Axenstraße am Vierwaldstätter See[1]).

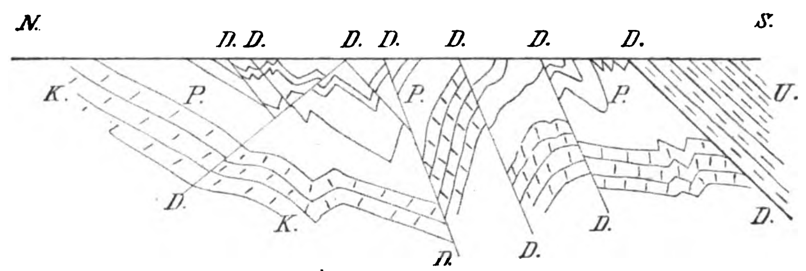


Fig. 136. Zickzackfalten im Steinkohlenbecken von Lüttich.
Nach VANCHERPENZEEL-THIM.

Die Schichtenfaltung ist eine der allerwichtigsten geologischen Erscheinungen. Große Gebiete in allen Erdteilen sind aus mehr oder weniger stark gefalteten Schichten aufgebaut. In Deutschland bestehen nicht nur die älteren Gebirgskerne des Fichtelgebirges, Frankenwaldes, Harzes, des Rheinischen Schiefergebirges usw. aus stark zusammengefalteten Gesteinen, sondern auch manche flachere Landstriche, wie das ganze Gebiet zwischen Thüringer Wald und Harz und das Land im N des Harzes, sind aus allerdings weit flacheren Schichtenfalten zusammengesetzt.

Von besonderer Bedeutung ist der gefaltete Schichtenbau für alle älteren und jüngeren Faltungsgebirge. Diese letzten, zu denen die große Masse aller Hochgebirge gehört, verdanken nicht nur ihre Entstehung, sondern auch die Grundzüge ihrer äußeren Form, ihre Zusammensetzung aus parallelen Ketten, der Auftürmung großer weit fortsetzender Falten. In solchen Gebirgen findet man schöne Beispiele der allermannigfaltigsten Falten. Wo, wie im Juragebirge, der Zusammenschub der Schichten verhältnismäßig nicht sehr stark war, kommen hauptsächlich einfach gebaute, aufrechte oder wenig schiefe (Normal-) Falten mit nach entgegengesetzten Richtungen fallenden

[1]) A. BALTZER, Geologischer Führer für das Berner Oberland I, Fig. 71 u. 72, 1906.

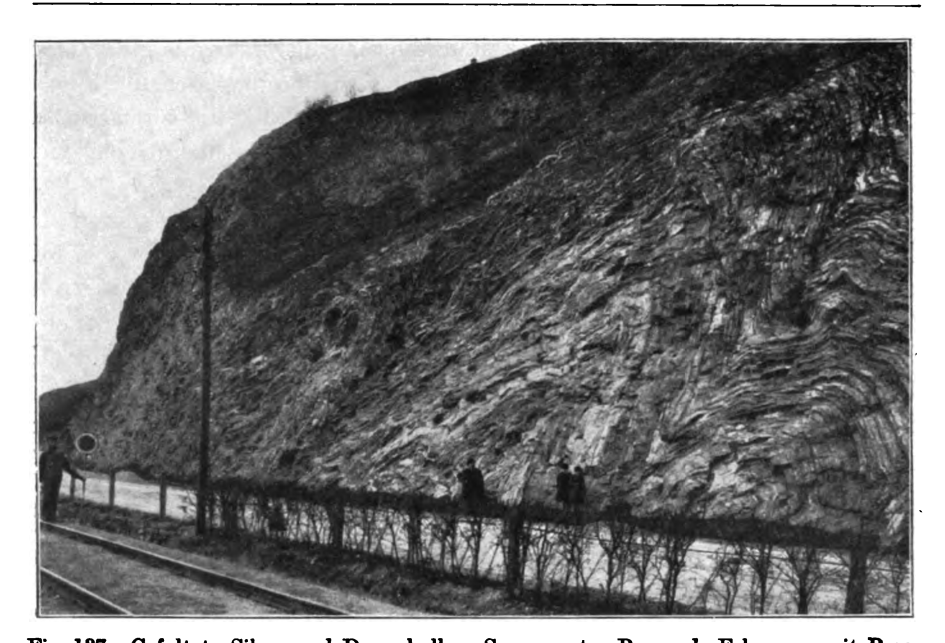


Fig. 137. Gefaltete Silur- und Devonkalke. Sogenannter Barrande-Felsen unweit Prag.

Schenkeln vor (Fig. 141). Wo dagegen, wie in den Alpen, die Faltung stärker gewesen ist, pflegen regelmäßig gebaute Falten zurückzutreten gegen überkippte, liegende und Fächerfalten.

So zeigt unser Profil Fig. 142 im Gotthard- wie im Aarmassiv

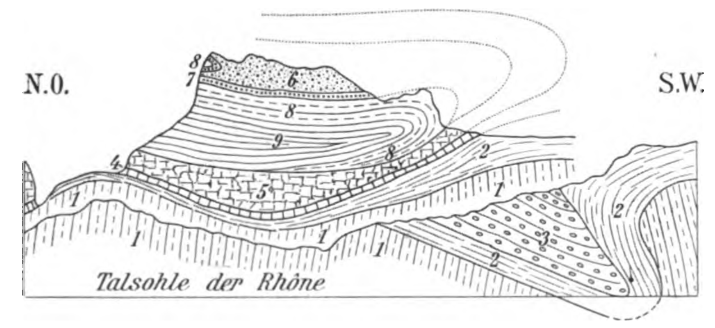


Fig. 138. Profil durch große liegende Falten der Dents de Morcles (Wallis)[1]. Nach H. SCHARDT.

1 phyllitische Schiefer, *2* Karbon, *3* Perm, *4* Trias, *5* Jura, *6* untere Kreide, *7* obere Kreide, *8* Nummulitenschichten, *9* Flysch.

schöne Beispiele für große fächerförmig gebaute Luftsättel; links und ganz rechts dagegen, an der Windgälle und im Tessinmassiv (südlich Airolo), Beispiele für große liegende Mulden.

[1]) Vgl. die neuere Darstellung dieser Falten in ALB. HEIMS Geol. d. Schweiz, Bd. II, Tf. 21, Prof. 11, u. Fig. 162, 1920.

Ein anderes treffliches Beispiel einer großen liegenden Mulde und eines allerdings zum größten Teil zerstörten liegenden Sattels bildet der berühmte Stock der Dents de Morcles unweit Vernayaz im Wallis (Fig. 138). Diese großartige Entblößung gibt einen guten Begriff davon, welche Schwierigkeiten der richtigen Deutung verwickelter Falten aus der späteren Zerstörung großer Faltenteile erwachsen können. Das Profil ist auch insofern sehr lehr-

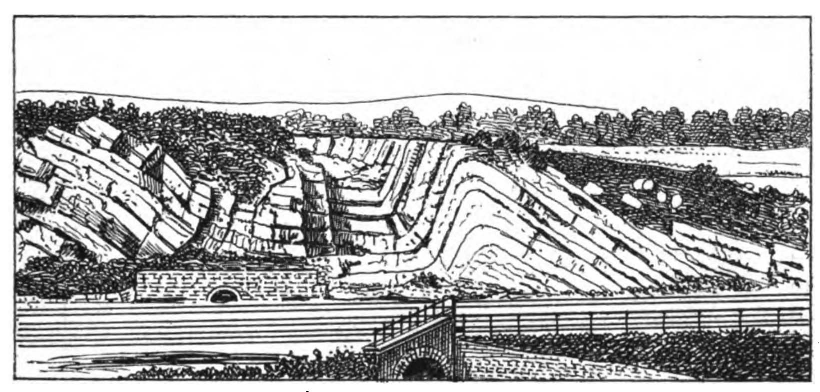


Fig. 139. Gefaltete Kohlenkalkschichten bei Bleiberg unweit Aachen. Nach Photographie von E. Holzapfel.

reich, als es uns in deutlichster Weise die drei großen Faltungen vor Augen führt, die das Alpengebirge erfahren hat, nämlich 1. die vordevonische oder kaledonische, 2. die spätpaläozoische (die die Einfaltung der V-förmigen Mulde von Karbon und Perm in die kristallinen Schiefer bewirkt hat) und 3. die jungtertiäre Hauptfaltung, die dem Gebirge seine heutige Gestalt gegeben hat.

Eine naturgetreue Ansicht von Schichtenfalten, wie sie in den mittelstark gefalteten Teilen des Rheinischen Schiefergebirges vorkommen, gibt Fig. 139.

Wo starke Faltung im großen stattgefunden hat, da pflegt diese sich auch im kleinen geltend zu machen. Die Flügel der Sättel und Mulden zeigen im Querschnitt keinen einfachen Verlauf, sondern setzen sich wiederum aus zahlreichen schwächeren oder untergeordneten Falten zusammen, die man als Spezialfalten bezeichnet (Fig. 140).



Fig. 140. Haupt- und Spezialfalten.

Wir haben Mulden und Sättel bisher immer nur im Querschnitt betrachtet, ohne zu fragen, wie sie sich in der Längserstreckung verhalten und wie sie endigen. Das Aufhören oder, wie man sich ausdrückt, der Schluß von Mulden und Sätteln wird durch das sogenannte umlaufende

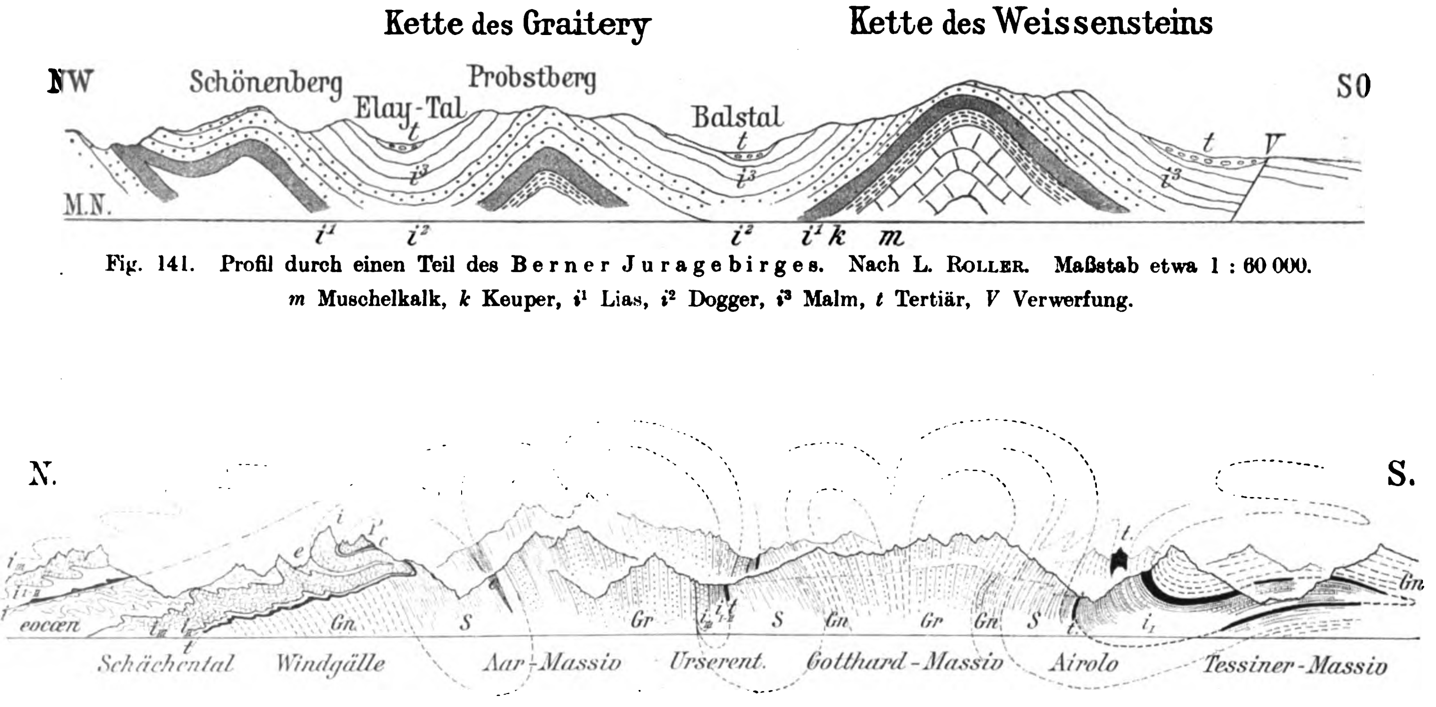


Fig. 141. Profil durch einen Teil des Berner Juragebirges. Nach L. Roller. Maßstab etwa 1 : 60 000.
m Muschelkalk, *k* Keuper, i^1 Lias, i^2 Dogger, i^3 Malm, *t* Tertiär, *V* Verwerfung.

Fig. 142. N – S-Profil durch den Gotthardstock. Gezeichnet von Alb. Heim[1]).
Gn Gneis, *Gr* Granit, *S* Glimmerschiefer, Phyllit, *c* Karbon, *P* Perm, *t* Trias, *i* Jura, *e* Eozän.

[1]) Vgl. Alb. Heim, Geol. d. Schweiz, Bd. II, Tafel 19, 1920.

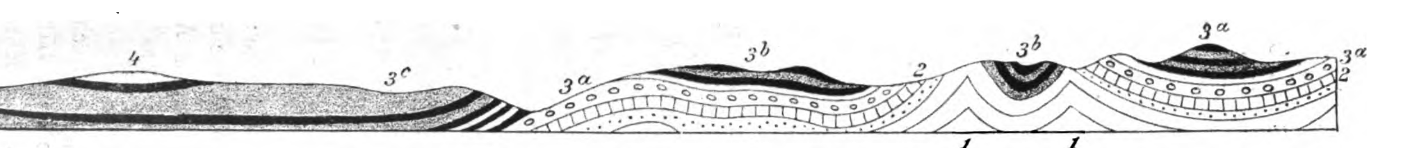


Fig. 143. Profil durch den westlichen Teil des A l l e g h a n y g e b i r g e s bis zum Ohio. Nach T. C. WHITE.

1 Oberdevon, *2* Pokono und Kohlenkalk, *3 a* Flözleerer Sandstein, *3 b* unteres, *3 c* oberes flözführendes Oberkarbon, *4* Perm.

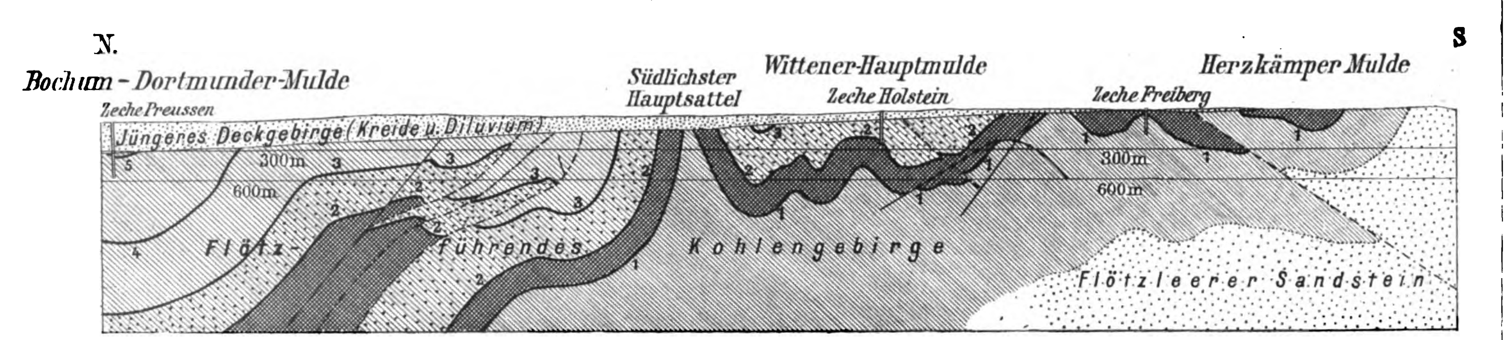


Fig. 144. Durchschnitt durch das w e s t f ä l i s c h e Steinkohlenbecken zwischen Lünen (Nord) und der Gegend von Schwerte a. d. Ruhr (Süd). Längen- und Höhenmaßstab 1 : 75 000.

1—5 Leitflöze des flözführenden Oberkarbons: *1* Hauptflöz im Liegendsten der unteren Magerkohle, *2* Flöz Mausegatt, *3* Flöz Sonnenschein, *4* Flöz Katharina, *5* Flöz Bismarck.

Nach dem Kartenmaterial der Geol. Landesanstalt zu Berlin entworfen von P. KRUSCH.

Streichen herbeigeführt: die beiden, bis dahin einander wesentlich parallel verlaufenden Faltenflügel beginnen zu konvergieren und vereinigen sich schließlich in bogenförmiger Linie (wobei sich das Streichen in der Nähe des Vereinigungspunktes allmählich derart ändert, daß es z. B. aus O—W in NW, N, NO und endlich in W—O übergeht oder „umläuft"). Diese Umbiegung wird als die Mulden- bzw. Sattelwendung bezeichnet. Fig. 145 erläutert diese Verhältnisse. Fig. 145 a stellt den Grundriß einer

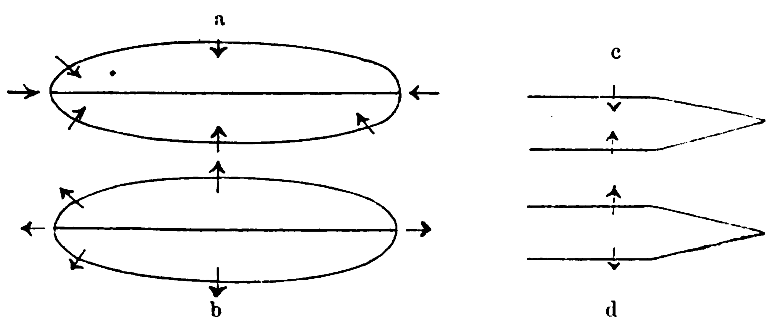


Fig. 145. Grundrisse von Mulden und Sätteln.

Mulde, also einer vertieften, trogförmigen Schichtenmasse dar. Dies geht aus der (die Fallrichtung angebenden) Richtung der Pfeile hervor, die auf beiden Flügeln nach der Mitte der Mulde, genauer nach der in deren tiefstem Grunde verlaufenden Muldenlinie hinweisen. Fig. 145 b dagegen stellt den Grundriß eines Sattels dar. Auch hier ergibt die Richtung der Pfeile, die auf beiden Flügeln nach außen, von der dem Gewölbescheitel folgenden Sattellinie wegweisen, daß ein Sattel vorliegt. Bei Zickzackfalten

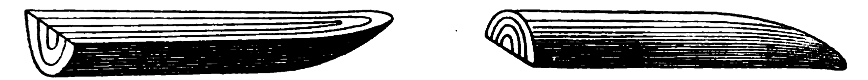


Fig. 146. Schaubildliche Ansicht einer halben Mulde und eines halben Sattels.

(c und d) ändert sich das Bild nur insofern, als die Flügel an der Mulden- bzw. Sattelwendung winklig zusammenstoßen.

Im Verein mit den schaubildlichen Darstellungen einer halben Mulde und eines halben Sattels (Fig. 146) sowie der Ansicht und dem Durchschnitt durch eine tief abgetragene Mulde (Fig. 149) werden die vorstehenden Ausführungen genügen, um eine zutreffende Vorstellung vom mulden- und sattelförmigen Schichtenbau zu geben. Zur Erlangung einer solchen braucht man sich übrigens nur einen Kahn vorzustellen. In gewöhnlicher aufrechter Stellung gleicht dieser vollständig einer Mulde: die beiden geraden Längsseiten entsprechen den Muldenflügeln, das gebogene Vorder- und Hinterende der Muldenwendung, sein Kiel der Muldenlinie. Dreht man den Kahn

um, so daß sein Kiel nach oben zu liegen kommt, so erhält man das Abbild eines Sattels: auch hier würde der Kiel der Sattellinie entsprechen. Da indes jede Mulde und jeder Sattel in Wirklichkeit nicht aus e i n e r, sondern einer größeren Anzahl von zwiebelschalenartig übereinanderliegenden Schichten

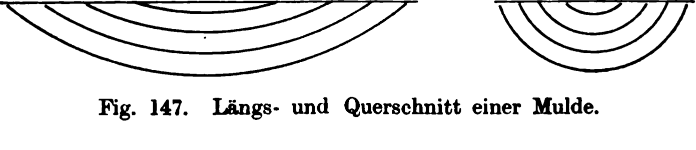


Fig. 147. Längs- und Querschnitt einer Mulde.

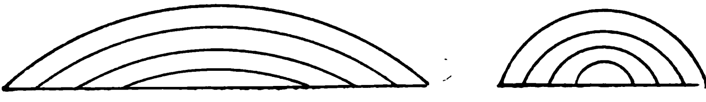


Fig. 148. Längs- und Querschnitt eines Sattels.

besteht, so müßte man sich eine Mehrzahl von Kähnen ineinandergeschachtelt denken, wie es Fig. 146 andeutet. Infolge dieser Zusammensetzung aus einer ganzen Reihe von Schichten würden Längs- und Querschnitte durch Mulden und Sättel Bilder wie Fig. 147 u. 148 liefern. Der innerste, aus den jüngsten Schichten bestehende Teil einer Mulde wird als M u l d e n k e r n oder

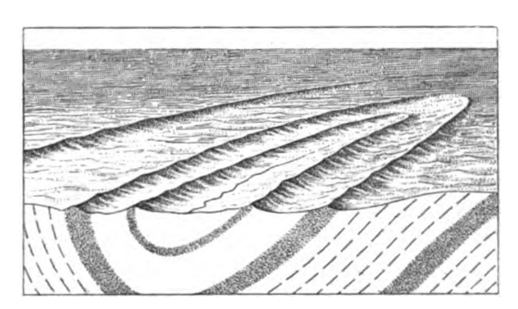


Fig. 149. Ansicht einer stark abgetragenen Mulde mit umlaufendem Streichen am Muldenschluß. Die härteren (im Durchschnitt punktiert dargestellten) Schichten bedingen rippenförmige Aufragungen, die dazwischenliegenden weicheren Schichten Einsenkungen des Geländes. Nach B. Willis.

-i n n e r s t e s bezeichnet, der innerste, aus den ältesten Schichten bestehende Teil eines Sattels als S a t t e l k e r n oder -i n n e r s t e s.

Auf geologischen Karten (also in der Flächendarstellung) erscheinen Sättel und Mulden als längere oder kürzere Ellipsen, die sich aus mehreren konzentrischen Ringen, den Ausstrichen der verschiedenen an ihrem Aufbau beteiligten Schichtenglieder zusammensetzen. Als Beispiel geben wir ein aus Ewalds geologischer Karte der Provinz Sachsen (Blatt Halberstadt) entlehntes Bild der kleinen Liasmulde von Aderstädt (Fig. 150).

Außer den Hauptfalten oder Falten erster Ordnung, die E. Suess als „Kulissen" bezeichnet, sind indes in vielen Fällen noch solche höherer Ord-

nung, sogenannte Spezialfalten entwickelt. Sie machen sich dadurch bemerklich, daß die Faltenränder an den Sattel- und Muldenwendungen zahlreiche kleine Aus- und Einbuchtungen zeigen, durch die sie oft eine ganz zerlappte Gestalt erhalten. Dies wird durch Fig. 151 veranschaulicht.

Die meisten Sättel und Mulden stellen langgestreckte, weit fortsetzende Falten dar und erscheinen daher auf geologischen Karten als langgezogene Ellipsen. Indes kommen auch ganz kurze, gedrungene, auf Karten kreisförmig erscheinende Sättel und Mulden vor. Bei den letzten, die man als Kuppelsättel bezeichnen könnte, fallen die Schichten vom Scheitelpunkte des Gewölbes ringsum steil in die Tiefe. Verfasser kennt sie aus dem böhmischen Silur, aus dem Thüringer Becken (Zechstein und Trias) und aus dem Donjetzgebiete (Oberkarbon).

Wo Falten entwickelt sind, pflegen sie nicht vereinzelt, sondern in größerer Zahl, als „Faltenscharen“ aufzutreten. In der Regel verlaufen

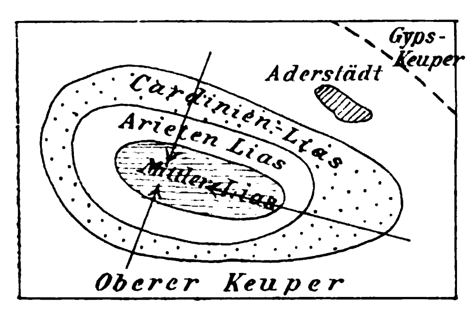


Fig. 150. Liasmulde bei Aderstädt. 1 : 100 000. Nach J. Ewald.

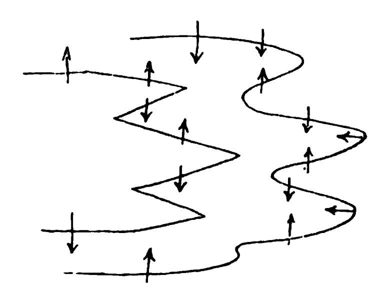


Fig. 151. Horizontalprojektion der Endigung eines Sattels bzw. einer Mulde mit Spezialfalten.

dabei die einzelnen Falten geradlinig und parallel mit den Nachbarfalten. Indes kommen auch gekrümmte und umgebogene Falten vor, wofür die Bögen der Westalpen und der Karpathen sowie der Doppelbogen der Transsylvanischen Alpen ausgezeichnete Beispiele im großen liefern. Auch Teilungen und Verzweigungen von Falten und umgekehrt Vereinigungen oder Verschmelzungen von solchen kommen in manchen Gebirgen vor. Was aber nur ausnahmsweise vorkommt, das sind Durchsetzungen von verschieden gerichteten Falten.

Für die eine wie die andere Erscheinung, für die Ablenkung und Beugung wie für die „Virgation“ von Falten, bieten besonders die Hochgebirge Asiens treffliche Beispiele. So die Ablenkung der riesigen West-Nanschan-Ketten (Richthofengebirge, Humboldtgebirge u. a.) aus der herrschenden Nordwestrichtung nach W und WSW zum westlichen Kuenlun (dem Jarkandbogen von E. Suess); so weiter die Virgation der Faltenzüge auf den Philippinen und im Tien-Schan.

Wir können die Besprechung des faltigen Schichtenbaues nicht verlassen, ohne schon hier in aller Kürze der eigentümlichen liegenden Faltenbildung zu gedenken, die seit einigen Jahren von H. SCHARDT, M. LUGEON und anderen Alpengeologen zur Erklärung der verwickelten Tektonik der Westalpen angenommen wird. Nach ihnen liegen am ganzen Nordrande des Gebirges lange große, eng zusammengepreßte und nach N überkippte liegende Falten übereinander, die so gebaut sind, daß jede höhere Falte über die unterliegende weggreift und sie kugelschalenartig überdeckt (Fig. 152). In allen Fällen bestehen diese merkwürdigen Falten aus Schichten, deren ursprüngliche Heimat weit im S, im Innern der Alpen zu suchen ist. Sie sind daher an ihrer

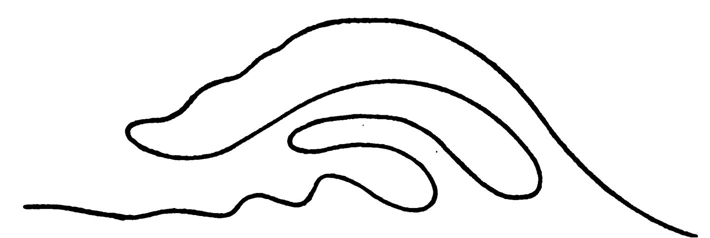


Fig. 152. Schema einer nordalpinen Überfaltungsdecke. Nach LUGEON.

heutigen Stelle Fremdlinge und zugleich oberflächliche, nicht in die Tiefe fortsetzende „wurzellose" Gebilde.

In der Literatur sind die in Rede stehenden Falten wiederholt als Überschiebungsdecken oder als flache Schubmassen bezeichnet worden. Dies ist indes insofern unrichtig, als sie nicht, wie die echten Überschiebungsschollen, durch Bruch entstandene und dann fortbewegte Massen darstellen, sondern nur aus einer starken Überfaltung der inneren Alpen über das nördlich angrenzende Vorland hervorgegangen sind. Man muß sie daher mit ARN. HEIM[1]) als Überfaltungsdecken bezeichnen.

Wir werden später, bei Besprechung des Baues des Alpengebirges (im Abschnitt über Gebirgsbildung), genauer auf diesen Gegenstand eingehen.

Wie aus vorstehendem ersichtlich, sind die Sedimente einer weitgehenden Zusammendrückung und Faltung fähig, ganz als ob sie biegsame Massen wären. Dies Verhalten ist um so auffälliger, als es nicht nur für weiche Gesteine (Tone, Mergel usw.), sondern auch für sehr harte und spröde Gesteine Gültigkeit hat. Ja, gerade die härtesten Gesteinsbänke pflegen am stärksten und vollkommensten gefaltet zu sein. So zeigen z. B. bei Kristiania die dickbankigen untersilurischen Orthocerenkalke, im Harz und am Rhein die über-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905, Protokolle S. 89.

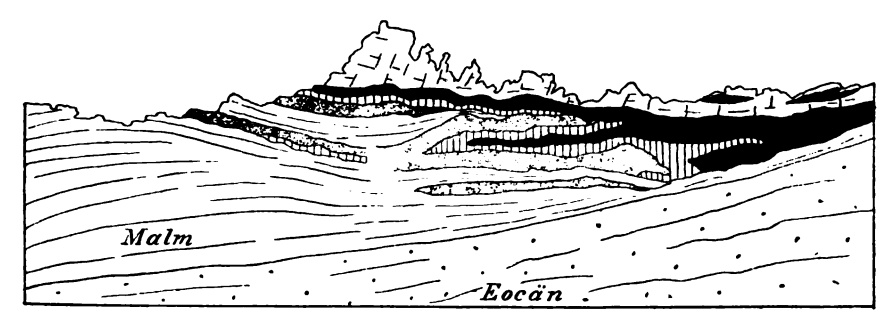


Fig. 153. Profil durch das Bützistöckli in den Glarner Alpen.
Einknetung von Rötidolomit (schwarz), Quartenschiefer (senkrecht schraffiert), Lias und Dogger (hellgrau) in den unterliegenden Malmkalk (weiß) und eozänen Flysch (punktiert). Überliegend Verrucano (mit Quadersignatur). Nach Alb. Heim.

aus harten und brüchigen Kulmkieselschiefer eine besonders starke und ausgezeichnete Faltung, während die begleitenden weichen Schiefer zwar ebenfalls stark gepreßt, aber lange nicht so vollkommen gefaltet sind.

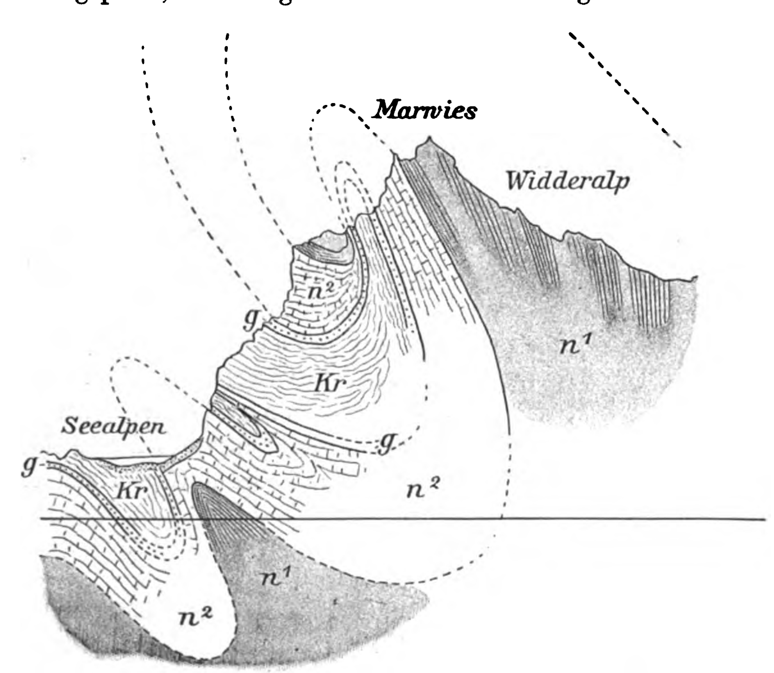


Fig. 154. Rascher Mächtigkeitswechsel stark gefalteter Kreideschichten.
n^1 Neokom, n^2 Schrattenkalk, g Gault, Kr Seewerkalk der oberen Kreide.
Nach Alb. Heim (Säntis, Tafel IV, Profil 19).

Die naheliegende Vorstellung, daß die Gesteine während der Faltung sich noch in plastischem Zustande befunden hätten, ist in vielen Fällen gänzlich ausgeschlossen. So besonders da, wo Schichten sehr verschiedenen

Alters gleichmäßig als Ganzes gefaltet worden sind und wo, selbst wenn die jüngsten Schichten damals noch nachgiebig gewesen wären, die ältesten längst verfestigt sein mußten.

Ein gutes Beispiel bietet die durch Fig. 153 veranschaulichte Einfaltung des triassischen Rötidolomits in die darunterliegenden oberjurassischen Malmkalke. Andere, noch viel stärkere Einfaltungen, richtiger Ineinanderknetungen verschiedenaltriger Gesteine, die in Gestalt von Keilen, Zungen oder langen Bändern sich gegenseitig durchdringen, haben unter anderen Frech und Geyer aus den Karnischen Alpen, Waehner aus dem Sonnwendgebirge, A. Baltzer aus der Kontaktzone von Gneis und Jurakalken im Berner Oberlande beschrieben.

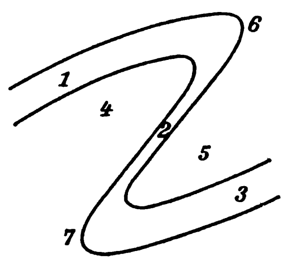


Fig. 155. Örtliche Anschwellungen und Auswalzungen stark gepreßter schräger bzw. liegender Falten. Nach Alb. Heim. *1* Gewölbe- oder Sattelschenkel, *2* Mittelschenkel, *3* Muldenschenkel, *4* Gewölbekern, *5* Muldenkern, *6* Gewölbeumbiegung, *7* Muldenumbiegung.

Der in solchen Fällen dem Beobachter sich aufdrängende Eindruck der Plastizität der Gesteine wird noch erhöht durch die oft sehr auffälligen Mächtigkeitsänderungen der gefalteten Gesteine an Stellen besonders starker Umbiegung. An solchen Punkten schwillt ihre Dicke oft auf das Doppelte bis Dreifache der gewöhnlichen an, während umgekehrt in den dazwischenliegenden Teilen, die eine starke Dehnung erlitten haben, die Mächtigkeit sehr erheblich, mitunter bis zum völligen Verschwinden der betreffenden Schichten abnehmen kann (Fig. 154, 155)[1].

Wie später (im Abschnitte über Dislokationsmetamorphose) auszuführen sein wird, hängen diese Erscheinungen damit zusammen, daß alle Gesteine bei starker vertikaler Belastung und erhöhter Temperatur in der Tat eine mehr oder weniger plastische Beschaffenheit annehmen, infolge welcher ihre kleinsten Teilchen bei starkem Druck aneinander hingleiten und sich verschieben können, ohne ihren Zusammenhang zu verlieren. Es ist das der sogenannte latent-plastische Zustand der Gesteine, wie er nach A. Heim in größeren Erdtiefen anzunehmen ist. Er erlaubt eine „bruchlose Umformung“ der Gesteine und erklärt es, daß selbst Schichten von großer Härte in der mannigfachsten Weise zusammengedrückt, gefaltet und sogar ausgewalzt werden konnten, ohne zu zerreißen oder zu zerbrechen.

Daß die Faltbarkeit der Gesteine je nach ihrer petrographischen Beschaffenheit, ihrer Zusammensetzung, Härte und Struktur und ihrem Gehalt an Bergfeuchtigkeit im einzelnen sehr verschieden sein wird, erscheint schon

---

[1]) Schöne Belege für dies Verhalten findet man im Atlas zu Alb. Heims großem Säntiswerke (Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Neue Folge, 16. Liefg. 1905).

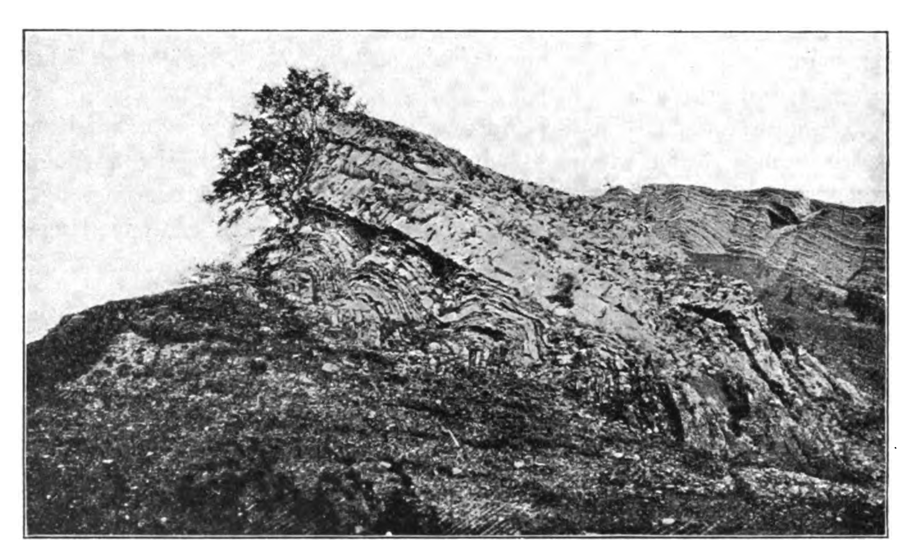


Fig. 156. Gefaltete Mitteldevon- (G^1-) Kalke. Hostim bei Prag. Photographie von E. HOLZAPFEL. Die unten und oben liegenden Mergelkalke sind stark gefaltet, die dazwischenliegenden Kalkbänke viel schwächer.

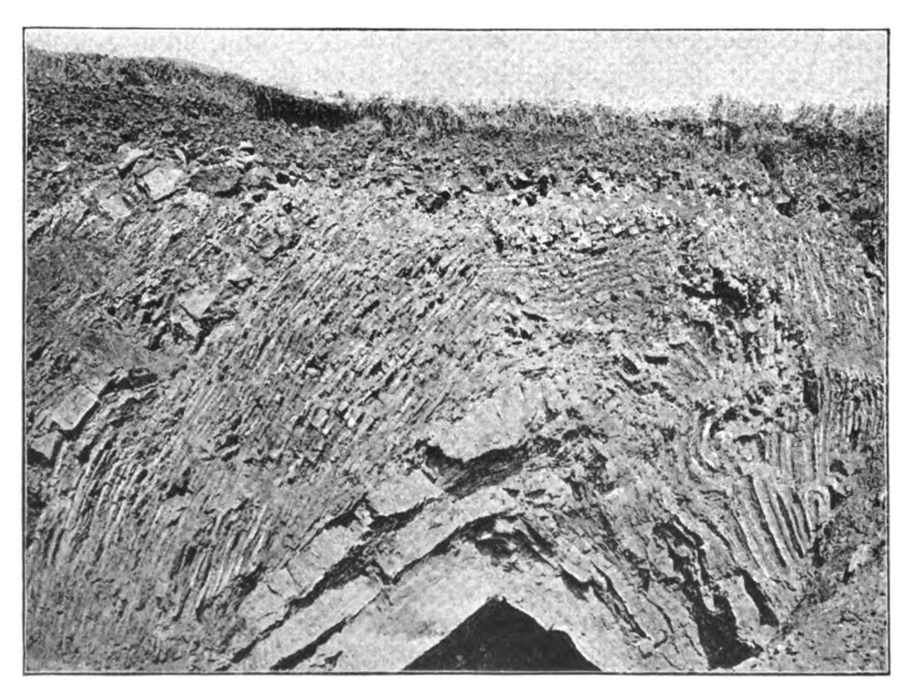


Fig. 157. Sattel im Muschelkalk mit abweichend gefalteten stärkeren und schwächeren Bänken (unten Trochitenkalk, oben Nodosenschichten). Wolfsgrund bei Gotha. Nach Photographie.

von vornherein sehr wahrscheinlich und wird durch die Beobachtung in der Natur vollauf bestätigt. Daraus erklären sich die großen Unterschiede, die unmittelbar übereinanderliegende Schichten oftmals im Grade ihrer faltigen Zusammenschiebung zeigen. So ist bereits erwähnt worden, daß starre Kalk- und Kieselschieferbänke des Paläozoikums sich gegen Seitendruck anders verhalten wie weiche Schiefer und Mergel. Ebenso sind nach H. R. Zeller im Berner Oberlande die harten Malmbänke so gut wie ungefaltet, während die unterliegenden weichen Doggerschichten oft die allerauffälligste Faltung zeigen. Daß auch dünne Schichten sich bei der Faltung anders verhalten wie dicke Bänke, zeigen Fig. 156 und 157 und wird bestätigt durch Beobachtungen von Karl Diener, nach denen die dünnschichtigen Sedimente an der Unterlage der Südtiroler Dolomite die mannigfaltigsten Stauungen und Faltungen zeigen, während die massigen Dolomitstöcke selbst eine ungestörte Lagerung bewahrt haben.

Aus diesem abweichenden Verhalten gleichzeitig gefalteter Gesteine gegen seitlichen Druck erklären sich die Erscheinungen, die man als Faltungsdiskordanzen bezeichnet hat. Sie haben nichts zu tun mit wirklichen oder Lagerungsdiskordanzen, mit denen sie mitunter verwechselt worden sind.

Im Anschluß an vorstehende Mitteilungen seien hier noch die sogenannten Abscherungsdecken besprochen.

Bei der Gebirgsfaltung kann es vorkommen, daß der obere Teil einer von der Faltung ergriffenen Schichtenmasse von einem unteren, der aus weicheren plastischeren Gesteinen besteht und daher schwächer oder kaum gefaltet wurde, abgelöst oder von ihm „abgeschert“ wird, so daß der Anschein einer Diskordanz zwischen beiden entsteht. In

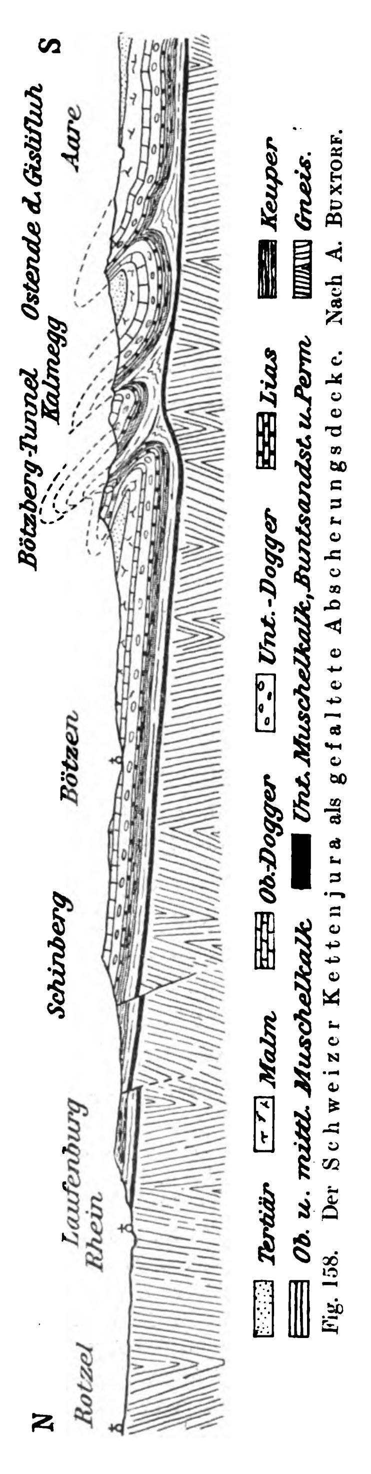


Fig. 158. Der Schweizer Kettenjura als gefaltete Abscherungsdecke. Nach A. Buxtorf.

dieser Weise hat BUXTORF den Schweizer Kettenjura als eine Abscherungsdecke jüngerer Schichten (Tertiär, Jura, Keuper, oberer Muschelkalk) von den älteren (Wellenkalk, Buntsandstein, Perm) aufgefaßt. Wie nämlich der Schweizer Forscher in überzeugender Weise ausführt[1]), bleibt die Faltung des Juragebirges in allen Aufschlüssen auf die genannten jüngeren Gesteine beschränkt. Die großen Sattelkerne des Gebirges sind zwar noch erfüllt mit Tonen und Mergeln des mittleren Muschelkalks (der sogenannten Anhydritgruppe); aber nirgends findet man darin auch nur einen Brocken von Wellenkalk, Buntsandstein, Perm oder gar kristallinem Grundgebirge. Man muß daraus schließen, daß sich bei der Faltung des Juragebirges die genannten oberen Schichten von den tieferen wie von einer Unterlage abgehoben haben und daß dabei die leicht formbaren Gesteine des mittleren Muschelkalks als mechanisch isolierende Schmiermasse gedient haben (Fig. 158).

Überschiebungen[2]).

(Faltenverwerfungen A. HEIM, Übersprünge v. CARNALL, Wechsel; engl. thrusts, overlaps; frz. recouvrements, charriages.)

Sie kommen, wie es scheint, nur in Gebieten gefalteten Schichtenbaues vor und erweisen schon dadurch ihren engen Zusammenhang mit der Schichtenfaltung. Man kann in der Tat manchmal beobachten, daß eine Sattelfalte im Fortstreichen allmählich in eine Überschiebung übergeht, die dann nur als eine Steigerung der Faltung erscheint. Unsere Fig. 159 stellt einen solchen Übergang dar. Sie läßt deutlich erkennen, wie eine anfänglich nicht sehr enge Falte infolge andauernden Drucks von links her erst stärker zusammengepreßt und überkippt wurde, wie dann das zwischen Sattel- und Muldenumbiegung liegende Verbindungsstück — der Mittelschenkel (vgl. Fig. 155) — zerquetscht und durch eine Kluft ersetzt wurde, und wie schließlich der über der Kluft liegende hangende Teil der Falte über den stehengebliebenen liegenden Teil hinübergeschoben wurde. Die Emporschiebung des Hangenden über das Liegende

---

[1]) BUXTORF, 40. Versamml. des oberrhein. geol. Vereins zu Lindau 1907. — DERSELBE, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1911, S. 366. — ALB. HEIM, Geol. der Schweiz, Bd. I, S. 600, 1919.

[2]) PEACH, HORNE u. a., Quart. Journ. Geol. Soc. 1888, S. 378. — DE DORLODOT, Ann. Soc. Géol. Belg. XX, S. 289. — A. BRIART, ebenda XXI, S. 35. — H. SCHARDT, Eclogae geologicae Helvetiae II, S. 530, 1892. — DERSELBE, Géol. environs de Montreux. Bull. Soc. Vaud. Scienc. Nat. XXIX, S. 241, 1893. — DERSELBE, Régions exotiques du versant nord des Alpes suisses. Ebenda XXXIV, S. 113, 1898. — B. WILLIS, The mechanics of Appalachian structure. U. St. Geol. Surv. 13. ann. rep. II, S. 217, 1893. — DERSELBE, Verh. d. Internation. Geologenkongr. in Wien 1904, II, S. 529. — ROTHPLETZ, Geotektonische Probleme, S. 61 ff. Stuttgart 1894.

bildet das Hauptmerkmal der Überschiebungen und trennt sie von den Verwerfungen, bei denen das Hangende nicht in die Höhe gerückt wird, sondern absinkt und dadurch in eine tiefere Lage kommt als das unbewegt bleibende Liegende (Fig. 160 u. 161). Nach der beschriebenen Entstehungsweise der



Fig. 159. Übergang einer Falte in ihrem Fortstreichen in eine Überschiebung. Nach ALB. HEIM.

Überschiebungen ist es leicht zu verstehen, daß sie fast immer im Streichen der Schichten liegen.

Die Überschiebungen haben sich je länger desto mehr als eine der wichtigsten tektonischen Erscheinungen in allen Gebieten mit stärkerem Faltenbau erwiesen. Man hat sie allmählich in immer weiterer Verbreitung und zugleich in immer größerem Maßstabe, zuletzt in geradezu staunenerregender Gewaltigkeit kennen gelernt. Schon im nordwestlichen Schott-

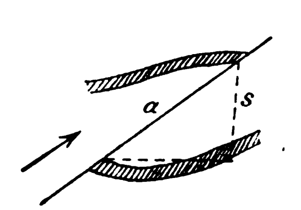


Fig. 160. Überschiebung.

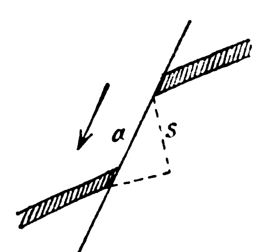


Fig. 161. Verwerfung.

land, im belgischen Steinkohlengebiete, in den Appalachen und anderwärts spielen sie eine wichtige Rolle; von geradezu ausschlaggebender Bedeutung aber sind sie, wie später auszuführen sein wird, für die Tektonik der Alpen.

Die am längsten bekannte[1]) große Überschiebung auf deutschem Boden ist die sich von Oberau bei Meißen bis nach Liebenau unweit Zittau erstreckende Lausitzer Überschiebung. Auf eine Erstreckung von etwa 170 km ist hier auf meist steil nordfallender Kluft der Granit von N her auf die Cenomansandsteine des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges aufgeschoben. Die im S der Überschiebung auf weite Erstreckung völlig

[1]) Sie ist schon 1827 von CHR. SAM. WEISS erkannt worden.

flach liegenden Kreideschichten sind in der Nähe der großen Störung steil aufgerichtet und zum Teil überkippt, so daß sie in der Richtung der Kluft einfallen. An einigen Punkten, wie bei Hohnstein in Sachsen, tritt zwischen Granit und Kreide, ebenfalls in überkippter Lagerung, Jura auf (Fig. 162).

Eine andere, noch viel größere Überschiebung ist die belgisch-

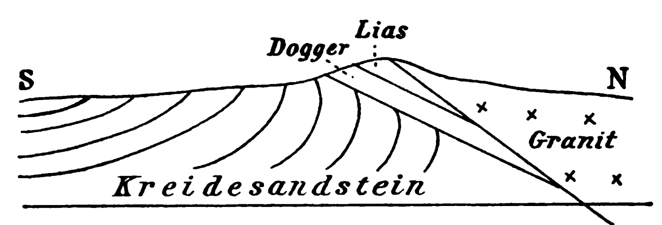


Fig. 162. Schema der großen Oberlausitzer Überschiebung.

nordfranzösische, die aus der Gegend von Aachen durch Belgien und Nordfrankreich bis an den Ärmelkanal verläuft und auf eine Strecke von 380 km die Grenze zwischen dem produktiven Kohlengebirge und weit älteren Gesteinen bildet. Hier hat der Druck von S nach N gewirkt und örtlich silurische Bildungen in unmittelbare Berührung mit oberkarbonischen gebracht (Fig. 163). In der Gegend von Aachen hat v. Dechen den Betrag der vertikalen Verschiebung der beiden Gebirgsteile gegeneinander auf

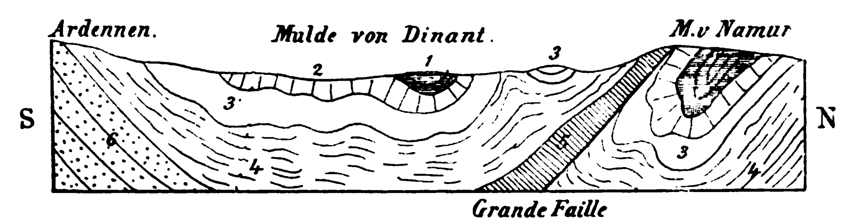


Fig. 163. Große belgisch-nordfranzösische Überschiebung. Nach Gosselet und Ch. Barrois.

1 flözführendes Karbon, *2* Kohlenkalk, *3* Ober- und Mitteldevon, *4* Unterdevon, *5* Silur, *6* Kambrium.

800—1000 m veranschlagt, während sie in der Gegend von Mons 2300 m beträgt[1]) und im Département Pas de Calais stellenweise auf 3000—4000 m geschätzt wird. Die Art der Entstehung dieser gewaltigen Überschiebung wird durch nachstehende vier Skizzen (Fig. 164) erläutert.

Beispiele zahlreicher zum Teil sehr ansehnlicher Überschiebungen bieten die Steinkohlengebiete Westfalens, der Gegend von Aachen und Belgiens. Im Ruhrbecken ist besonders der von Kett-

[1]) Fourmarier, Ann. Soc. Géol. Belg., Bd. 39, Mém. S. 587, 1913. Vgl. auch dessen ältere Arbeiten ebenda Bd. 33 u. 34, 1905—1907.

wig an der Ruhr über 30 km weit nach O verfolgte „Sutan" zu nennen[1]). Von den zahlreichen Überschiebungen bei Aachen, die sich durch von S kommenden Druck zumeist auf steil südlich fallenden Klüften vollzogen haben, gibt Fig. 174 eine gute Vorstellung. Etwas anderer Art sind die uns besonders durch Briart genauer bekannt gewordenen Überschiebungen

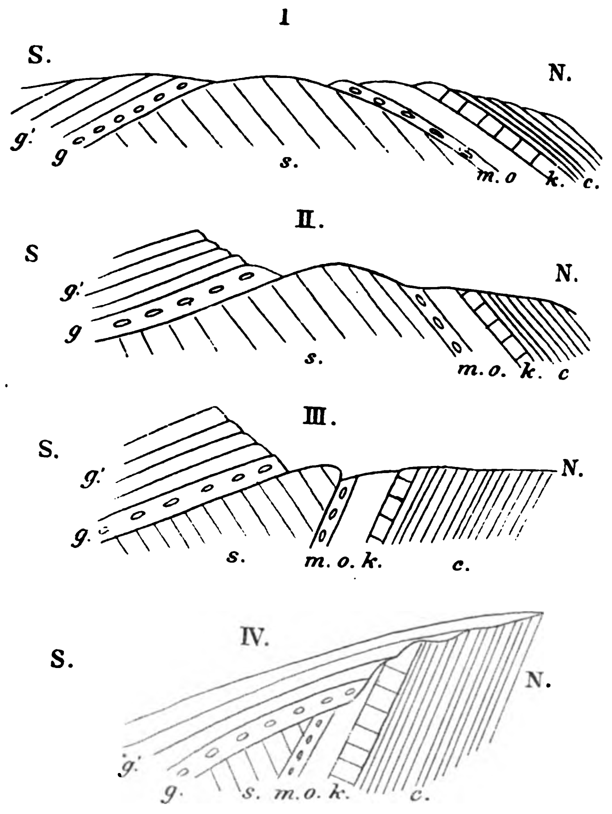


Fig. 164. I—IV: Entstehung der großen belgischen Überschiebung. Nach Gosselet.
s Silur der sogenannten Crete du Condros, *g*, *g'* Gedinnien, *m* Mitteldevon, *o* Oberdevon, *k* Kohlenkalk, *c* flözführendes Karbon.

im belgischen Kohlengebiet. Auch sie sind eine Folge von Druckvorgängen, die von S her gewirkt haben; aber die Überschiebungsebenen liegen (ähnlich wie beim Sutan) meist viel flacher und haben nachträglich selbst wieder eine schwache Faltung erlitten, infolge welcher sie in flachen Wellen auf- und absteigen (Fig. 166)[2]). Derartige verbogene, sich oft in mehrere Äste spaltende

[1]) L. Cremer, „Glückauf", Nr. 62—65. Essen 1894. — Hoffmann, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1895, S. 229.

[2]) Vgl. Fourmarier, Über merkwürdige Überschiebungen im Kohlenrevier von Charleroi. Congrès internation. des mines etc. Liège 1905. — Im Unterschiede zu den

Überschiebungsflächen, die gewöhnlich zur Bildung konkaver Teilschollen führen, hat E. SUESS listrische Flächen (λίστρον, die Schaufel) genannt[1]).

Im O des Rheinischen Schiefergebirges sind kleinere, aber sehr deutliche, ebenfalls flach liegende Überschiebungsdecken aus dem Dillen-

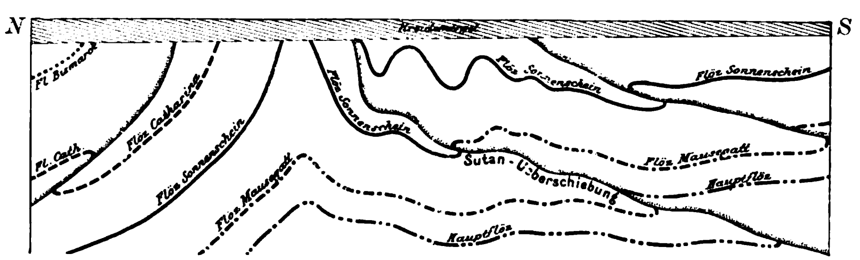


Fig. 165. Profil des Sutans im westfälischen Steinkohlengebirge. Maßstab ungefähr 1 : 60 000.

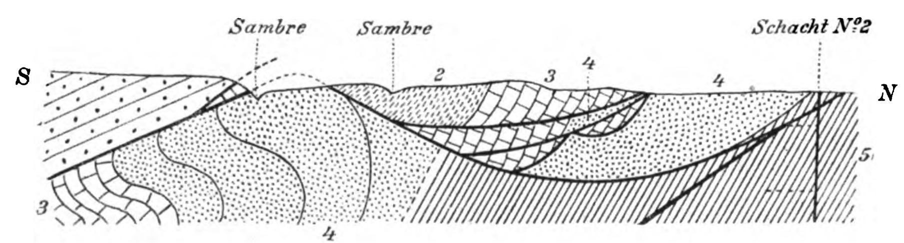


Fig. 166. Überschiebungen im Kohlengebiete von Charleroi (Belgien). Nach BRIART.
1 Unterdevon, *2* Oberdevon, *3* Kohlenkalk, *4* flözarmes, *5* flözreiches Oberkarbon.

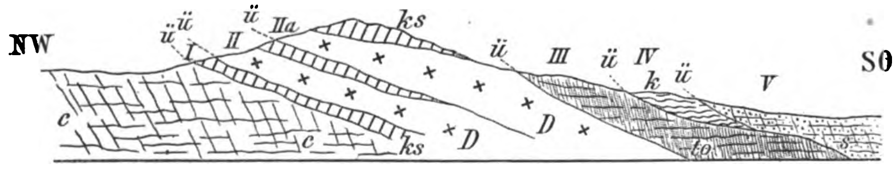


Fig. 167. Überschiebungen bei Ehringshausen a. d. Dill.
s mitteldevonischer Schalstein, *k* Stringocephalenkalk, *to* Cypridinenschiefer, *D* jungoberdevonischer Deckdiabas, *ks* Kieselschiefer des Kulms, *c* Posidonienschiefer, *ü* Überschiebungsebenen, *I*—*V* Schuppen.

burgschen beschrieben worden[2]). Auch hier sind, ganz ähnlich wie in der Ruhrgegend, die großen Überschiebungsklüfte später selbst wieder von der Faltung betroffen worden. Wie zahlreich die Überschiebungen im Dill-

alpinen Überschiebungen handelt es sich nach FOURMARIER in Belgien immer um echte Überschiebungen, nicht um Überfaltung.

[1]) SUESS, Antlitz der Erde III, 2, S. 612.

[2]) E. KAYSER, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1900, S. 7. — AHLBURG, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, Monatsber. S. 300.

gebiet auftreten können, zeigen Fig. 167 und 168. In einem einzigen Steinbruch sind mitunter eine ganze Reihe von ziemlich steil einfallenden Schollen zu beobachten, von denen eine jede von S her auf die nördlich angrenzende Scholle aufgeschoben worden ist. E. SUESS hat für solche schuppenförmig

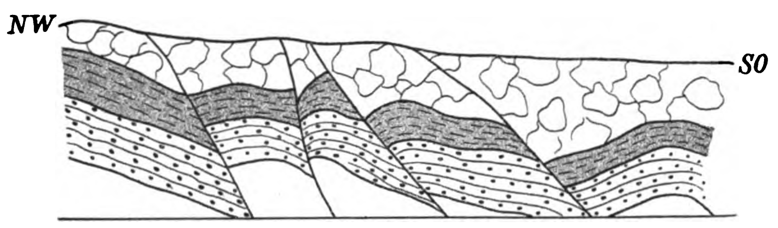


Fig. 168. Schuppenbau im Oberdevon. Oberscheld unweit Dillenburg.

übereinanderliegende Überschiebungsschollen den sehr bezeichnenden Ausdruck Schuppen vorgeschlagen.

Ein ausgezeichnetes Beispiel von Schuppenbau bietet nach den Darstellungen E. HOLZAPFELS auch der alte kambrisch-devonische Gebirgskern des Hohen Venn unweit Aachen (Fig. 174).

Daß auch im Innern des Niederrheinischen Schiefergebirges Überschiebungen und Schuppenbau eine große Rolle spielen, haben besonders die trefflichen Arbeiten AUG. DENCKMANNS im Siegerlande gelehrt[1]). So sind die ausgedehnten altdevonischen Gesteine dieses Gebietes (Gedinne- und Siegener Schichten) in ihrer Gesamtheit, wieder von S her, auf die ihnen im N vorgelagerten jungunterdevonischen und mitteldevonischen Ablagerungen des Sauerlandes aufgeschoben worden. Neben diesen und anderen großen Überschiebungen sind aber noch eine Menge kleiner Überschiebungen vorhanden, die besonders an den vielen Erzgängen jener Gegend auf das genaueste verfolgt werden konnten (Fig. 169).

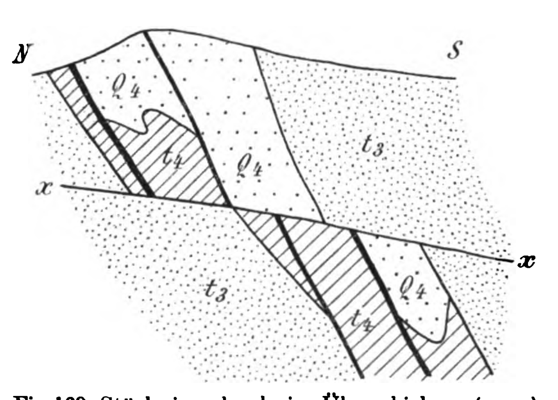


Fig. 169. Stück eines durch eine Überschiebung ($x-x$) zerrissenen Siegerländer Ganggrabens (Gesenbacher Gangzug). Nach A. DENCKMANN. Q_4 und t_4 Quarzite und Schiefer jüngerer, den Graben zusammensetzender Schichten inmitten älterer Schiefer (t_3), schwarz: Eisenspatgänge.

[1]) A. DENCKMANN, Die Überschiebung des alten Unterdevons im Kreis Olpe. v. KOENEN-Festschrift. Stuttgart 1907. — DERSELBE, Neue Beobachtungen über die Siegener Spateisensteingänge. Arch. f. Lagerstättenforsch. H. 6. Berlin 1912. — DERSELBE, Geologische Grundriß- und Profilbilder als Erläuterung zur älteren Tektonik des Siegerlandes. Ebendas. H. 19, 1914.

Es muß noch hervorgehoben werden, daß im Siegerlande und wohl auch in anderen Teilen des Niederrheinischen Schiefergebirges das Streichen der Überschiebungen nicht immer genau mit dem Streichen der Falten zusammenfällt. Dies beweist aber nicht, wie man gemeint hat, die Unabhängigkeit der Überschiebungen vom Faltungsvorgange, sondern ist nur darauf zurückzuführen, daß die faltige Zusammenschiebung des Unterdevons schon in der Devonzeit stattfand (sogenannte präsideritische, d. h. vor Entstehung der Spateisengänge erfolgte Faltung DENCKMANNS), während die Überschiebungen — ebenso wie die Schieferung der Schichten — ein Ergebnis der jungkarbonischen Faltung darstellen.

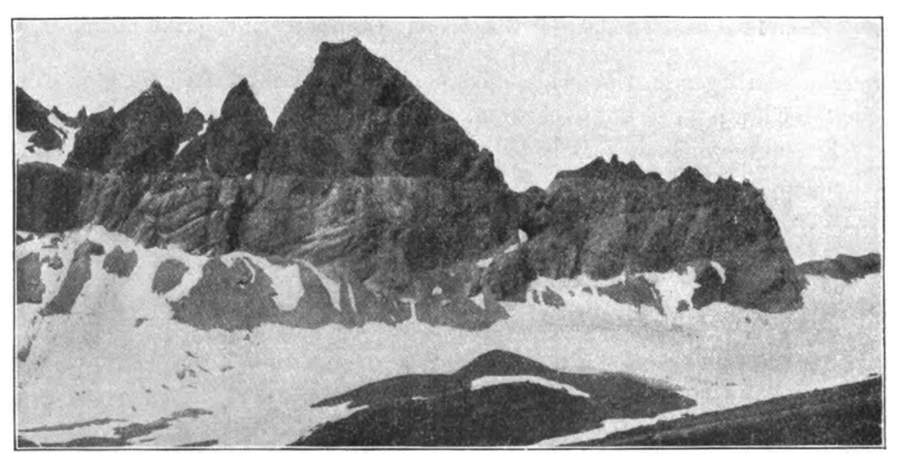


Fig. 170. Ein Stück der großen Glarner Überschiebungsdecke. Partie am Segnespaß. Nach Photographie von ARNOLD HEIM.
Die dunklen Felszacken der Tschingelspitzen links von der Paßhöhe sind Verrucano. die unterliegenden helleren Massen Malmkalk und Flysch.

Zu einem Muster- und Schulgebiete für Überschiebungen vom allerverschiedensten Ausmaß haben die bewunderungswürdigen Arbeiten von PEACH und HORNE[1]) die Hochlande des nordwestlichen Schottlands gemacht (Fig. 175). Auf weite Erstreckung sind hier auf flachen Klüften die „lewisischen" Gneise des Archaikums und andere uralte Gesteinsmassen als große Decken auf kambrische und altsilurische Sedimente aufgeschoben worden, und hier, ebenso wie vielfach im Niederrheinischen Schiefergebirge, werden diese großen Schubdecken von einer Unzahl von kleineren Überschiebungen und Schuppen durchsetzt und zerstückt, so daß sich neben Überschiebungen 1. Ordnung solche 2. und 3. Ordnung, „major thrusts" und „minor thrusts", unterscheiden lassen.

[1]) PEACH u. HORNE, Quart. Journ. Geol. Soc. 1888, S. 378. Vgl. außerdem besonders: DIESELBEN, The geol. structure of the north-west Highlands of Scotland. Mem. Geol. Surv. Great Britain. Glasgow 1907.

Ungemein großartige Überschiebungen sind in den letzten Jahrzehnten in den Alpen nachgewiesen und besonders von den Schweizer Geologen eingehend untersucht worden. Nach H. SCHARDT, der als einer der ersten sich um ihre Kenntnis verdient gemacht hat[1]), sind die kretazischen, jurassischen und triassischen Schichten am Nordrand der Alpen von der Isère über den Thuner und Vierwaldstätter See bis zum Lech, ja bis nach Salzburg in ihrer Gesamtheit durch einen aus den inneren Alpen kommenden Druck viele Kilometer weit nach N bewegt und auf viel jüngere, tertiäre Schichten (die in tiefen Taleinschnitten allenthalben unter den mesozoischen Gesteinen zutage treten) emporgeschoben worden (Fig. 170 u. 173). Auch bei diesen erst in der jüngeren Tertiärzeit entstandenen Überschiebungen sind die Überschiebungsflächen ihrerseits nachträglich mehr oder weniger stark gefaltet worden, so daß sie wellenförmig auf- und absteigen.

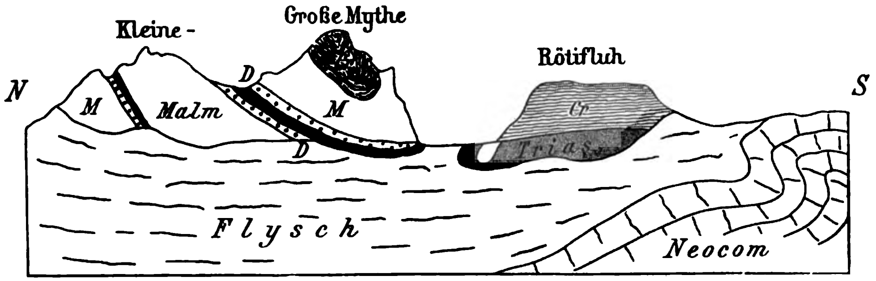


Fig. 171. Profil durch die sogenannten Klippen der Gegend von Schwyz. Nach QUERAU u. a. *D* Dogger, *M* Malm, *Cr* obere Kreide.

Wo eine solche Überschiebungsdecke durch spätere Abtragung bis auf wenige Reste zerstört wurde, da entstehen Verhältnisse, wie sie Fig. 171 darstellt. Auf einer tieferen, aus Kreide (Neokom) und Alttertiär (Flysch) bestehenden Schichtenfolge ruhen hier Schollen einer anderen, aus älteren Gesteinen aufgebauten Schichtenfolge gewissermaßen schwimmend auf. Es sind das die bekannten „Klippen" der Mythen unweit Schwyz, die sich schon in ihrer äußeren Gestalt als ortsfremde wurzellose Massen, als letzte Überbleibsel einer überliegenden, ehemals weit verbreiteten Gesteinsdecke zu erkennen geben.

Die längste Überschiebung des appalachischen Gebietes ist auf eine Erstreckung von 600 km verfolgt worden.

Während die große Masse der Überschiebungen offenbar nur aus einer Steigerung der Faltung hervorgegangen ist, sollen nach einigen Forschern neben solchen Faltungsüberschiebungen andere Überschiebungen vorkommen, die von Faltungsvorgängen unabhängig wären. Man hat sie als Schollenüberschiebungen bezeichnet und außer manchen alpinen Über-

[1]) H. SCHARDT, Origine des Préalpes romandes. Eclog. geol. Helv. IV, S. 149, 1893.

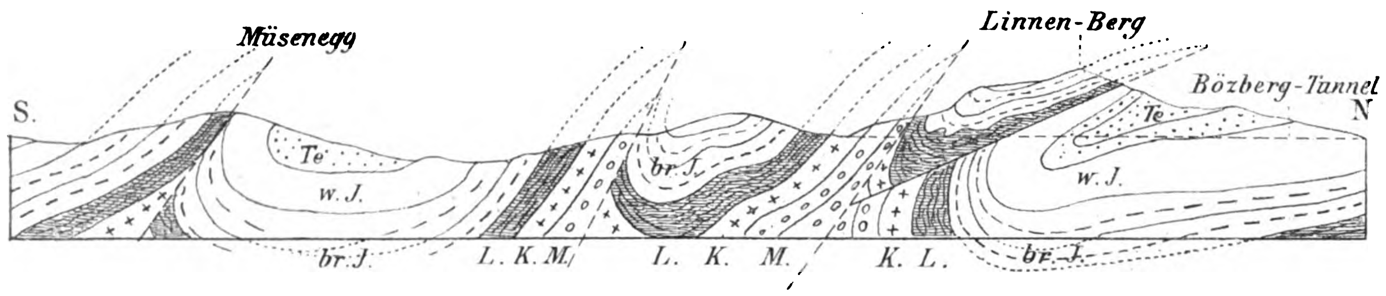


Fig. 172. Falten- und Schuppenbau im A a r g a u e r J u r a. Nach MÜHLBERG. Etwa 1 : 36 000.
M. Muschelkalk, *K.* Keuper, *L.* Lias, *br. J.* brauner Jura, *w. J.* weißer Jura, *Te* Miozän.

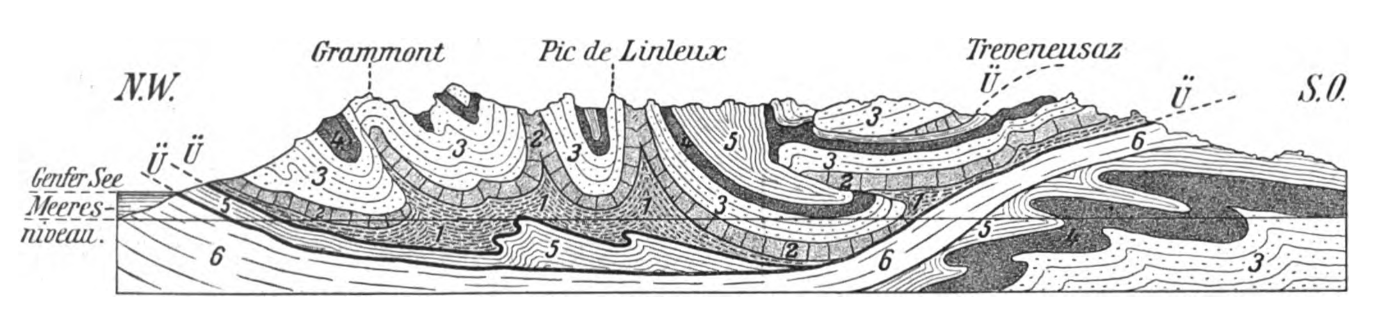


Fig. 173. Große flache Überschiebungen in den Westalpen i m S d e s G e n f e r S e e s. Nach H. SCHARDT.
1 und *2* Trias, *3* Jura, *4* Kreide, *5* Alttertiär (Flysch), *6* Miozän, *Ü* Überschiebung.

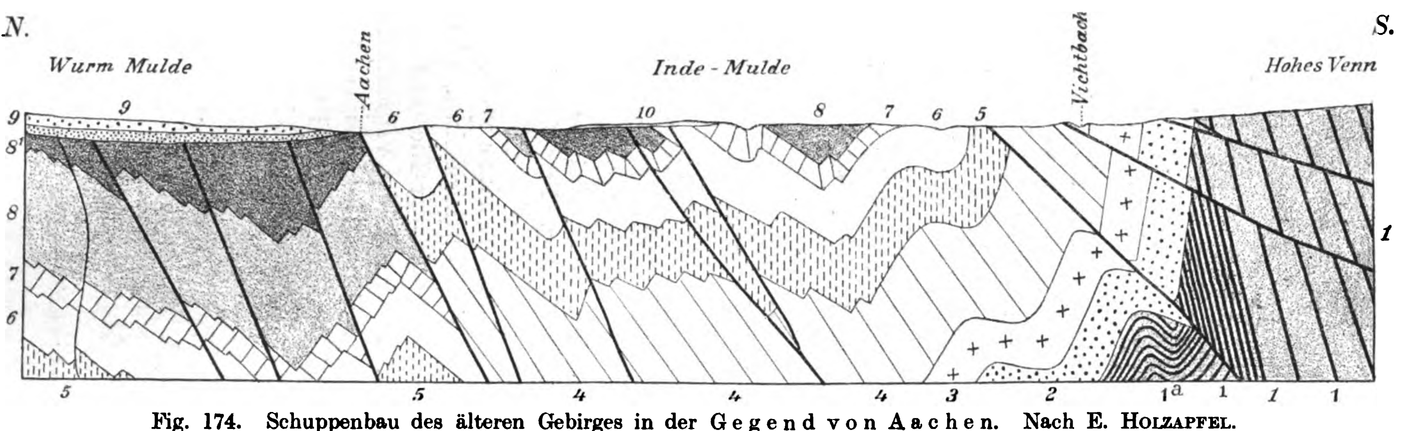


Fig. 174. Schuppenbau des älteren Gebirges in der Gegend von Aachen. Nach E. Holzapfel.

1, *1 a* Kambrium, *2* ältestes Unterdevon, *3* Siegener Schichten, *4* Koblenzschichten, *5* Mitteldevon, *6* Oberdevon, *7* Kohlenkalk, *8*, *8*[1] flözführendes Karbon, *9* Kreide, *10* Tertiär.

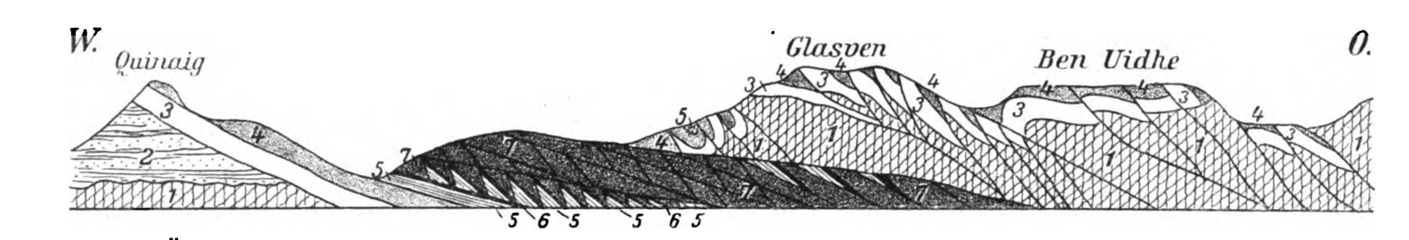


Fig. 175. Große Überschiebungsdecken mit untergeordneten Schuppen archäischer und altpaläozoischer Schichten. Schottisches Hochland. Nach Peach u. Horne. Länge des Profils etwa 11 km.

1 Gneis, *2* Kambrium, *3*—*6* untersilurische Quarzite, Sandsteine und Schiefer, *7* untersilurischer (Durness-) Kalk. Die starken schwarzen Linien bezeichnen die Überschiebungen.

schiebungsdecken die großen Schubmassen Schottlands als solche angesprochen. Mit mehr Recht könnten als Schollenüberschiebungen die merkwürdigen kleinen Überschiebungen auf der Höhe der Malmplatte in der Umgebung des Nördlinger Rieses angesehen werden.

Blattverschiebungen

(Blätter E. SUESS, transversale Horizontalverschiebungen ALB. HEIM; Querverschiebungen ROTHPLETZ)[1]).

Man versteht darunter Querverschiebungen, die sich auf meist sehr steil bis senkrecht einfallenden Klüften in überwiegend wagrechtem Sinne vollzogen haben. Hierdurch unterscheiden sich die Transversalbrüche von den Querverwerfungen, bei denen die verschobene Scholle wesentlich in senkrechter Richtung bewegt wurde, wie dies schon durch die Richtung der Rutschstreifen auf der Kluft angezeigt wird.

Auch die Blätter sind eine Begleiterscheinung faltender Vorgänge. Sie durchsetzen die Falten in der Richtung des Schubes, der die Faltung

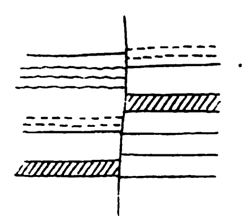


Fig. 176. Blattverschiebung im Grundriß.

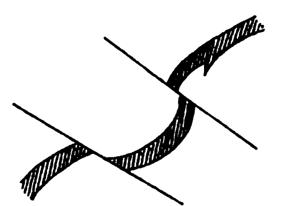


Fig. 177. Gangverschiebung bei Andreasberg im Harz. Nach G. KÖHLER.

herbeiführte, d. h. in der Regel mehr oder weniger senkrecht zum Streichen, und treten an Stellen auf, wo sich Ungleichheiten, sei es im Widerstande der sich faltenden Gesteine, sei es in der Richtung und Stärke des Faltungsdruckes geltend machten. Die Stärke der Verschiebung ist bald geringer, bald größer; fast immer aber werden die beiderseitigen Gebirgsmassen nur in ihrer wagrechten und nicht auch in ihrer Höhenlage verstellt. In der Regel treten die Blätter gruppenweise, als Blätterbündel auf.

Schon lange kennt man zahlreiche Blattverschiebungen am Säntis. ALB. HEIM[2]) hat ihrer dort gegen 500 nachgewiesen, ihr Betrag schwankt zwischen einigen wenigen und 1500 m. Den sehr in die Augen fallenden Blättern des Schweizer Juragebirges hat HEIM vor kurzem eine eigene

[1]) Vgl. H. QUIRING, Zur Theorie der Horizontalverschiebungen. Zeitschr. f. prakt. Geol., 21. Jahrg., S. 70, 1913.

[2]) ALB. HEIM, Das Säntisgebirge. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, Liefg. 46, 1905.

Arbeit gewidmet[1]). Es treten dort im ganzen zehn, die Ketten des Gebirges schief durchschneidende Transversalbrüche von auffallend gleichmäßiger Verteilung und gleichmäßigem Auseinanderstrahlen nach N auf, wobei immer der östliche Flügel nach N verrückt wurde (Fig. 178). Der längste Querbruch ist der 45 km lange, von Vallorbe bis Pontarlier verlaufende (in unserem Kärtchen mit 5 bezeichnete), der 8—10 Sattelfalten durchsetzt und Hori-

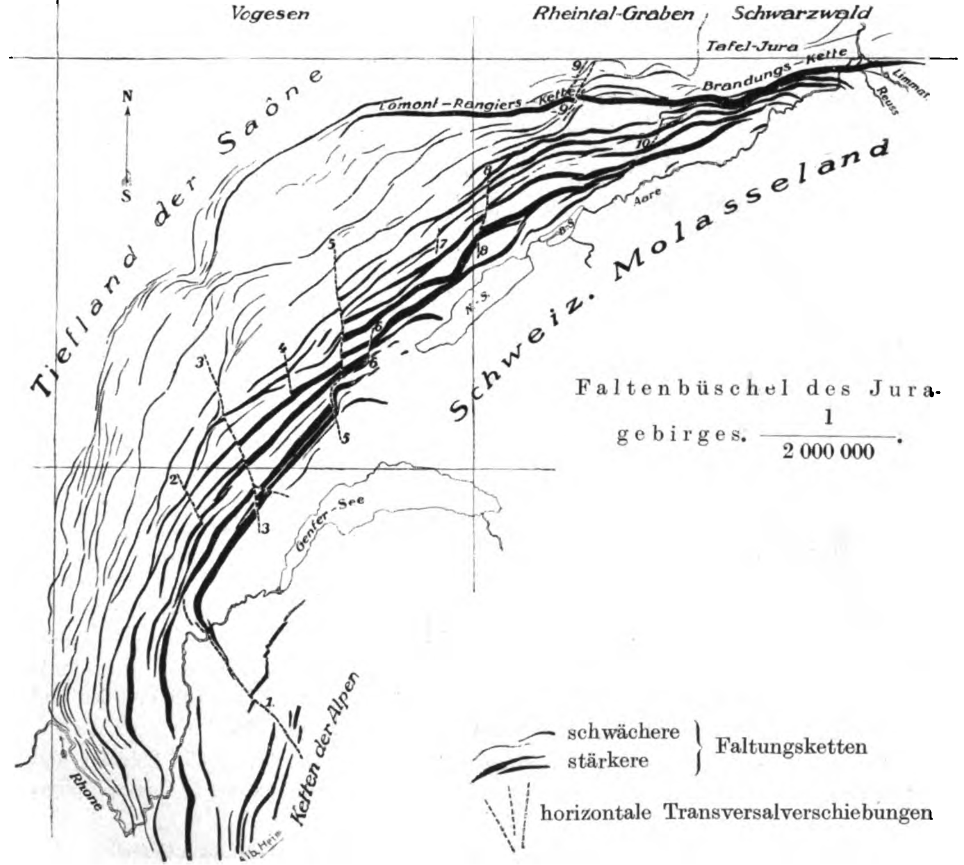


Fig. 178. Blattverschiebungen im Schweizer Juragebirge. Nach **Alb. Heim.**

zontalverschiebungen bis 10 km bewirkt. „Die Verschiebungen sind erst im späteren Teil der Jurafaltung (in postmiozäner Zeit) entstanden und aus der Längsstreckung der Ketten bei ihrer weiteren Ausbiegung hervorgegangen" (A. Heim).

[1]) Alb. Heim, Die horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. in Zürich, 60. Jahrg., 1915, und Geol. der Schweiz, Bd. I, S. 613, 1919.

Auch in den alten gefalteten Gebirgen Deutschlands sind Transversalverschiebungen eine häufige Störungserscheinung. Im H a r z hat G. KÖHLER sie an Erzgängen nachgewiesen, bei denen mit dem Gange auch das ihn ein-

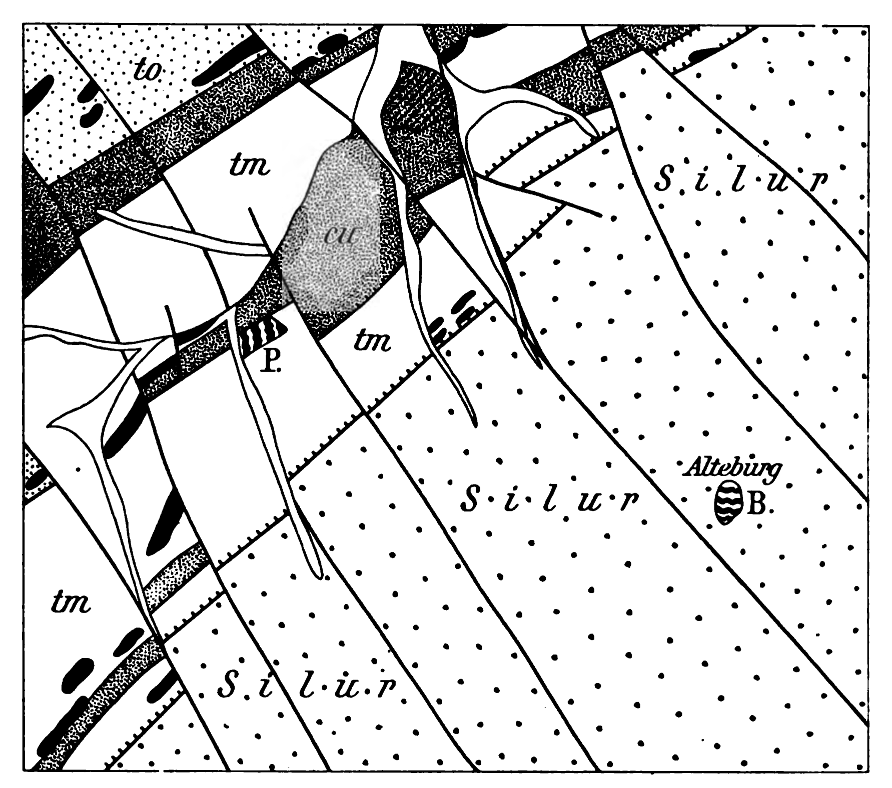


Fig. 179. **B l a t t v e r s c h i e b u n g e n i m D i l l e n b u r g i s c h e n.** Ausschnitt aus dem Blatte Ballersbach der 1 : 25 000teiligen Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. 1907, Liefg. 101.

Weit punktiert: Silur, *tm* mitteldevonischer Schiefer, *to* oberdevonische Schiefer und Sandsteine, *cu* Kulmkieselschiefer und -grauwacken, Schwarz: Diabas, *P* Quarzporphyr, *B* Basalt.

Die Zähne auf den streichenden Verwerfungen weisen nach dem tektonisch tieferliegenden Flügel.

schließende Gebirge eine Verschiebung erfahren hat (Fig. 177). Sehr verbreitet sind Blattverschiebungen im ganzen N i e d e r r h e i n i s c h e n S c h i e f e r g e b i r g e (Fig. 179)[1]).

Eine der größten Transversalverschiebungen scheint die zu sein, welche die beiden Inseln Neuseelands voneinander trennt.

[1]) Vgl. auch HUGO LIEBER, Beitr. zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. Buchners Verlag, Bamberg 1917.

Auslenkungen.

Sowohl bei Mineral- als auch bei Gesteinsgängen beobachtet man mitunter ein Abschneiden oder Absetzen an einer Spalte und ein Wiederaufsetzen des Ganges jenseits der Spalte unter mehr oder minder beträchtlicher seitlicher Verrückung. Es sind das die sogenannten Auslenkungen. Sie haben ihren Grund darin, daß die spaltenbildende Kraft nicht überall die gleiche Festigkeit des Gesteins vorfand und daß deshalb die Spalte nicht in ihrer ganzen Länge geradlinig aufriß, sondern hier und da absprang, um unter Beibehaltung der alten Richtung dort fortzusetzen, wo die Widerstände geringer waren. Von Verwerfungen, denen sie äußerlich ähnlich sind, unterscheiden sich die Auslenkungen dadurch, daß die auslenkende

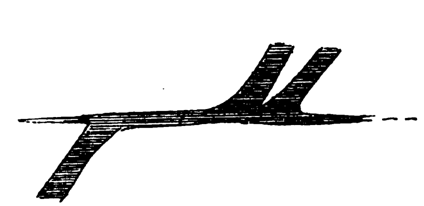


Fig. 180. Auslenkung eines Erzganges bei Andreasberg im Harz. Nach Herm. Credner.

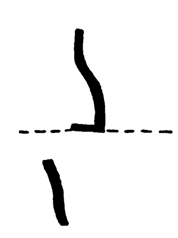


Fig. 181. Auslenkung eines schwarzen Porphyrganges im „Hohen Feld“ südl. Rübeland.

Kluft nicht jünger, sondern älter ist als der verschobene Gang. Daß dem wirklich so ist, geht oft mit Bestimmtheit daraus hervor, daß das Ganggestein die Kluft teilweise mit erfüllt (Fig. 180 u. 181).

Es kommt auch vor, daß die Auslenkung nicht an einer Spalte, sondern an einer Gesteinsbank von abweichender Beschaffenheit stattfindet.

Ausgezeichnete Beispiele für Auslenkungen liefern die zahlreichen Basaltgänge der Gegend von Hildburghausen im südlichen Thüringen (Fig. 96, S. 209).

Schichtenverdrückungen und tektonische Klippen.

Außer den vorstehend besprochenen, bestimmten Regeln unterworfenen tangentialen Störungsformen gibt es noch verschiedene andere, mehr regellose.

Als eine solche sind die besonders im älteren Faltengebirge nicht seltenen Schichtenverdrückungen oder -verquetschungen zu erwähnen. In Gebirgen wie der Harz und das Rheinische Schiefergebirge beobachtet man häufig, daß einzelne Schichtenglieder oder auch ganze Stufen, die auf weite Erstreckung völlig regelmäßig zwischen anderen Stufen auftreten, im Fortstreichen plötzlich verschwinden, um nach einiger Zeit in normaler Lage wieder zu erscheinen. Fig. 182 stellt einen solchen Fall dar.

Von Hasselfelde (im Mittelharz) bis über Benneckenstein hinaus bilden die sogenannten Wiedaer Schiefer ein von O nach W verlaufendes, regelrecht zwischen Tanner Grauwacke und Hauptkieselschiefer eingeschaltetes Schichtenband. Westlich vom letztgenannten Orte aber sieht man, wie die Wiedaer Schiefer zwischen jenen beiden Gesteinsstufen, die einander immer näher kommen und sich schließlich berühren, für einige Zeit völlig verschwinden. Noch weiter westlich, da wo die Schichten ein südwestliches Streichen annehmen, macht dieselbe Erscheinung sich aufs neue geltend, um aber jetzt bis an den Gebirgsrand anzudauern.

Mit Verwerfungen hat dies Verschwinden nichts zu tun; vielmehr liegt die Erklärung der Erscheinung wesentlich in der Bildsamkeit der Wiedaer

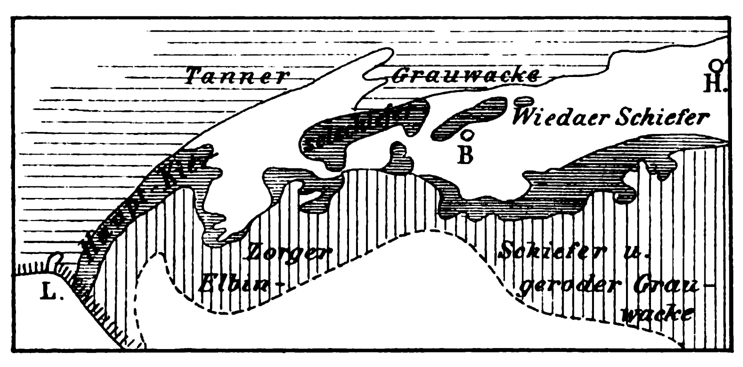


Fig. 182. Geologisches Kärtchen der Gegend zwischen Lauterberg und Hasselfelde im Harz. Maßstab etwa 1 : 300 000.
L. Lauterberg, *B.* Benneckenstein, *H.* Hasselfelde.

Schiefer im Vergleich mit den sie unter- und überlagernden Stufen, der Tanner Grauwacke und dem Hauptkieselschiefer. Wurde eine aus zwei mächtigen starren und einem zwischenliegenden weichen Gestein bestehende Schichtenfolge gefaltet, so erscheint es sehr begreiflich, daß zwar die wenig nachgiebigen Gesteine der aufrichtenden Bewegung folgten, das leicht in sich verschiebbare Schiefergestein aber zwischen den darüber fortgleitenden starren Massen verdrückt wurde und in der Tiefe zurückblieb.

Eine verwandte tektonische Erscheinung stellen die geologischen Klippen dar. Man versteht darunter klippenartige Aufragungen älterer, in der Regel festerer Gesteinsmassen aus jüngeren weicheren Schichten, die ihnen ohne erkennbares tektonisches Gesetz ringsum angelagert sind. Es liegt nahe, solche Vorkommen als Schollen einer starren, bei der Gebirgserhebung zerbrochenen Schichtenmasse zu deuten, die durch die überliegende Decke bildsamer und darum nicht zerbrochener, sondern nur gefalteter Sedimente hindurchgestoßen wurden.

NEUMAYR[1]) hat auf diese Weise die berühmten Karpathischen Klippen erklärt: pyramiden-, pfeiler-, turm- oder obeliskähnliche, aus harten triassischen und jurassischen Gesteinen aufgebaute Felsmassen, die am ganzen Nordrande der Karpathen in langen, dem Gebirgsfuße parallelen Zügen zu Tausenden aus den umgebenden kretazischen und tertiären Sandsteinen herausragen. Im Gegensatze dazu vertritt V. UHLIG[2]) die Ansicht, daß die Karpathischen Klippen Klippen im eigentlichen Sinne, d. i. inselförmige Partien älterer Gesteine darstellen, die seinerzeit frei über den Meeresgrund aufragten, dann von jüngeren Sedimenten umhüllt und erst nachträglich durch Denudation wieder bloßgelegt wurden. Zugunsten dieser Annahme spricht nach UHLIG die konglomeratisch-sandige Beschaffenheit der Klippenhülle, die auf ihre Ablagerung in nächster Nähe eines Strandes hinweist.

Auch im Flyschgebiet der Nordschweiz, zwischen Thuner See und Rhein, kommen ähnliche klippenförmige Aufragungen älterer Gesteine (meist Jura-

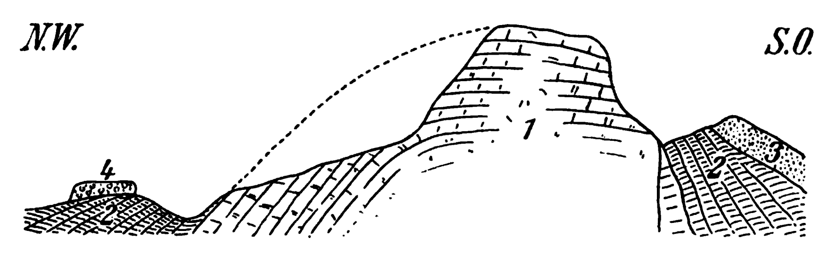


Fig. 183. Profil einer Klippe im Zaghouangebirge in Tunis. Nach LE MESLE.
1 Oxford- und Tithonkalk, *2* Mergel der unteren Kreide, *3* Tertiär, *4* Gerölle.

und Triaskalke), wie die bekannten Mythen bei Schwyz (Fig. 171), das Stanserhorn bei Alpnach, der Rotspitz, der Niesen usw. vor. Auch sie wurden früher als tektonische Klippen gedeutet, jetzt aber als Denudationsreste von großen Überschiebungsdecken betrachtet.

Wenn auf diese Weise weder die Nordschweizer noch die Karpathischen Klippen mit Sicherheit als tektonische Klippen angesprochen werden können, so darf man für andere ähnliche Vorkommen an dieser Deutung festhalten. So nach BALTZER[3]) für die Juraklippen von Tunis, die nach ihm — ganz wie NEUMAYR für die Karpathenklippen annahm — von unten durch die überliegenden bildsamen Kreidemergel hindurchgestoßen sein sollen (Fig. 183).

Auch die aus weicheren Kulmschichten hervortretende, aber selbst aus massigem Korallenkalk des älteren Oberdevons bestehende Masse des Iberges im Westharz, und ebenso den ausgedehnteren Kalkstock von Breitscheid im

---

[1]) NEUMAYR, Der penninische Klippenzug. Jahrb. d. Wien. Geol. Reichsanst. 1871.

[2]) UHLIG, Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1897, Bd. 106. — DERSELBE, Geologie des Tatragebirges. Denkschr. d. Wien. Akad. 1897 u. 1899, Bd. 64 u. 69.

[3]) BALTZER, Neues Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 26.

Dillenburgschen möchten wir als geologische Klippen betrachten. An beiden stoßen die umgebenden jüngeren Schichten ganz unvermittelt wie an einer fremden Masse ab.

K. v. FRITSCH war geneigt, auch gewisse kambrische, inselförmig aus silurischen und devonischen Schichten aufragende Gesteinsmassen des Frankenwaldes (bei Probstzella usw.) als tektonische Klippen aufzufassen.

Auch im Bereiche des Meßtischblattes Ballersbach treten in der Umgebung von Bellersdorf und Altenkirchen (Kreis Wetzlar) aus den umgebenden weichen Mitteldevonschiefern zahlreiche rundliche oder längliche Klötze von harter Silurgrauwacke hervor, die Verfasser als tektonische Klippen gedeutet hat.

II. Vertikal- oder Radialstörungen.

Flexuren, Tafelabbiegungen oder -brüche
(Knie- oder Monoklinalfalten).

Unter dem ursprünglich in Amerika aufgekommenen, aber von E. SUESS auch in die europäische Literatur eingeführten Ausdruck Flexur versteht

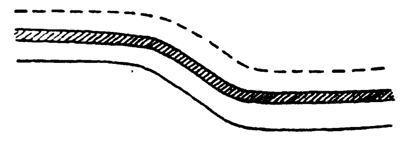


Fig. 184. Flexur.

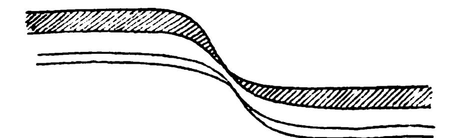


Fig. 185. Zum Teil zerrissene Flexur.

man schräge Abwärtsziehungen einer flachen Schichtentafel, die aber in der neuen tieferen Lage ebenfalls flach liegt (Fig. 184).

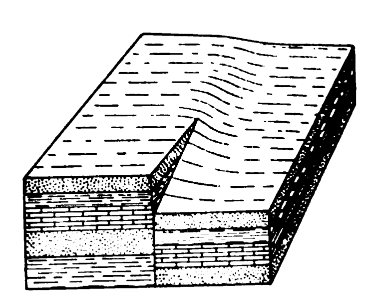


Fig. 186. Schaubildliche Ansicht einer in eine Verwerfung übergehenden Flexur.
Nach CHAMBERLIN und SALISBURY (Geology, 2. Aufl.).

Im Unterschiede von den Falten sind die Flexuren nicht das Ergebnis eines Zusammenschubes, sondern vielmehr einer Dehnung oder Zerrung der Schichten. Sie stehen dadurch den Verwerfungen nahe, in die sie in der Tat sowohl in wagrechter als auch in senkrechter Richtung übergehen können, wie hiervon die Fig. 185 und 186 eine Vorstellung geben.

Treffliche Beispiele von Flexuren liefert das Koloradoplateau des westlichen Nordamerikas (Fig. 187). Aber auch in anderen Gegenden kommen sie nicht selten vor. So im Gebiete unserer deutschen Triasschichten in der Nähe größerer Verwerfungen.

Eine ausgezeichnete Flexur tritt im O von Basel in der Fortsetzung

der großen N—S streichenden Spalte auf, die das Rheintal vom Schwarzwald trennt. Es ist das die **Flexur des Dinkelberges**[1]).

Aber auch im S wird die Rheintalsenke durch eine ähnliche Flexur begrenzt. Während im S des Schwarzwaldes und ebenso im S der Vogesen das Juragebirge mit dem sogenannten Plateau- oder Tafeljura beginnt und sich an diesen erst in einiger Entfernung der Falten- oder Kettenjura anschließt,

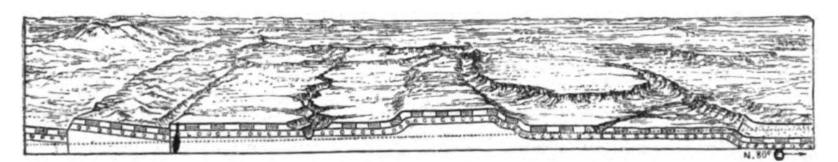


Fig. 187. Durchschnitt durch ein Stück des Koloradoplateaus. Nach POWELL.

so beginnt der Jura in der breiten Lücke zwischen Schwarzwald und Vogesen, in der Rheintalsenke, sogleich mit einer Anzahl von Faltenbogen (Bürgerwald, Landskronkette usw.), die weit über die nördlichste durchgehende Jurakette hinaus in die offene Senke eindringen und mit steilem Nordflügel in die Tiefe des Rheintalgrabens absinken. Dieser Steilabfall fällt nun mit einer weiteren,

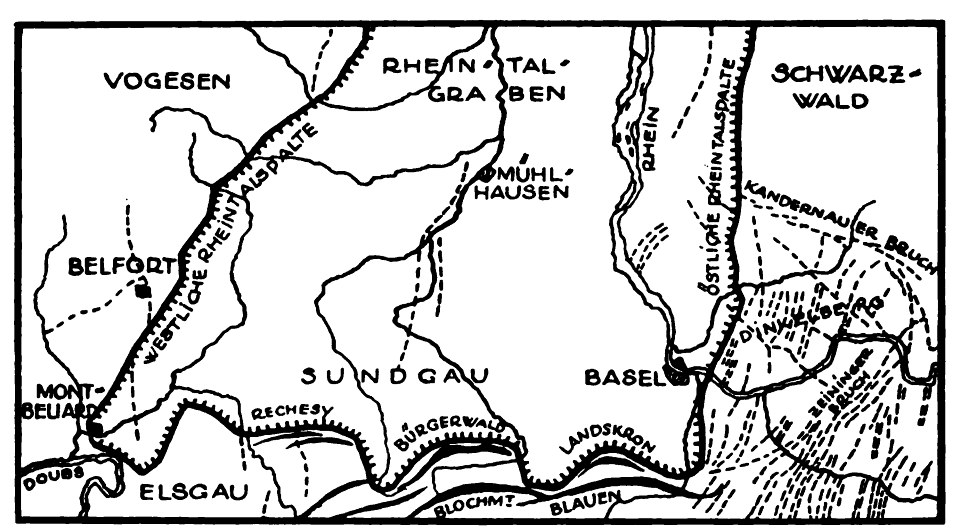


Fig. 188. Südende des Rheintalgrabens nach ALB. HEIM [2]).

ost-westlich verlaufenden Flexur zusammen, die den Graben nach S abgrenzt. Sie läßt sich nach W bis Mömpelgard verfolgen, wo sie mit der großen Spalte in Verbindung tritt, die am Fuße der Vogesen verläuft und den Rheintalgraben auf seiner Westseite umrandet (Fig. 188).

[1]) v. BUBNOFF, Tektonik der Dinkelberge bei Basel. Mitteil. d. Bad. Geol. Landesanstalt 1912. — J. L. WILSER, Die Rheintalflexur von Basel usw. Ebendas. 1914.

[2]) ALB. HEIM, Geol. der Schweiz, Bd. I, S. 549, 1916.

Als eine weitere bedeutende Flexur sei die sogenannte e r z g e b i r g i s c h e genannt, mit der die Platte des sächsischen Quadersandsteins im N von Bodenbach und Tetschen um 500—600 m nach S gegen Böhmen absinkt[1]).

Verwerfungen (Sprünge, Spaltenverwerfungen)[2])

(engl. faults; frz. failles).

Unter Verwerfungen versteht man überwiegend senkrechte Abwärtsbewegungen einer Gesteinsscholle längs einer Kluft, bei der aber die unter der Kluft befindliche „liegende“ Scholle ihre alte Lage beibehält. Es sind, wie der Bergmann sich ausdrückt, Absinkungen des Hangenden bei stehenbleibendem Liegenden. Die Bildung einer Verwerfung setzt mithin immer die Bildung einer Spalte oder Kluft voraus, auf der die Senkung erfolgen konnte. Die Kluft oder Spalte selbst aber ist ein Ergebnis von Spannungen im Gestein, die bei einer Steigerung über die Kohäsionsgrenze des Gesteins hinaus zur Bildung eines Risses, einer Kluft führen mußten. Die Neigung der Kluft kann zwischen 0 und 90° wechseln; im letzten Falle spricht man von „Saigersprüngen“. Die Größe der stattgehabten Verschiebung wird als S p r u n g h ö h e bezeichnet, und zwar die auf der Sprungkluft selbst (*a* in Fig. 189) als f l a c h e, die senkrechte Verschiebung dagegen (*s*) als s a i g e r e Sprunghöhe.

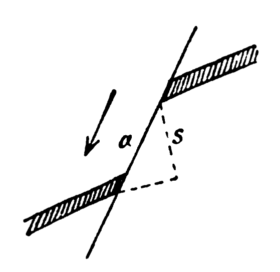


Fig. 189. Verwerfung im Querprofil.

Verwerfungen sind in der Natur eine ungemein häufige Erscheinung. Fast jeder größere Aufschluß, jeder größere Steinbruch, jedes Bergwerk zeigt Beispiele von Verwerfungen. Sie treten sowohl in Massen- als auch in Schichtgesteinen auf und bei diesen sowohl bei flacher Lagerung der Sedimente, im sogenannten Schollenlande, als auch im Faltengebirge.

Schon seit langer Zeit unterscheidet man Längs-, Quer- und Diagonalverwerfungen.

1. L ä n g s- oder s t r e i c h e n d e V e r w e r f u n g e n. Es sind solche, bei denen die verwerfende Kluft mehr oder weniger nahe mit der

---

[1]) HETTNER, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz. Forsch. d. Deutsch. Landes- u. Volksk. 1887, S. 28.

[2]) HEIM u. MARGERIE, Die Dislokationen der Erdrinde. Zürich 1888. — G. KÖHLER, Die Störungen der Gänge, Flöze und Lager. Leipzig 1886. — v. CARNALL, Die Sprünge im Steinkohlengebirge. Berlin 1835. — H. REID, W. M. DAVIS, A. LAWSON, F. RANSOME, Report commitee nomenclature of faults. Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. 24, 1913. — HANS HÖFER, Die Verwerfungen. Braunschweig 1917.

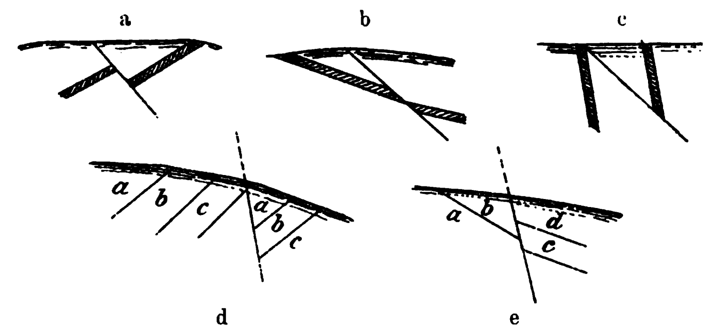


Fig. 190. Streichende Verwerfungen im Querprofil.

Streichrichtung der Schichten zusammenfällt. Sie lassen sich am besten im Querprofil darstellen. Die verworfenen Schichten fallen entweder nach derselben Richtung wie die Kluft oder nach entgegengesetzter. Im ersten

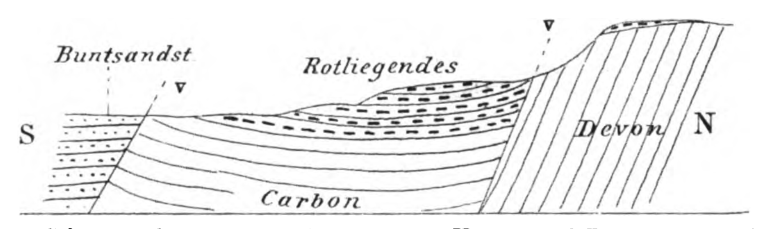


Fig. 191. Schematisches Profil durch das Pfälzer Karbon und Rotliegende als Beispiel für streichende Verwerfungen (*v*).

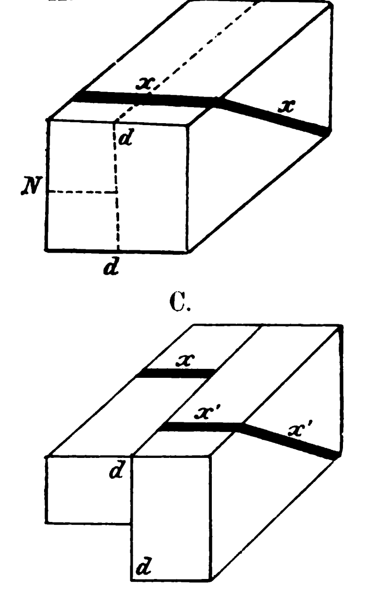
Falle spricht man von *rechtfallenden*, im zweiten von *gegenfallenden* Schichten. Bei gegenfallenden Schichten (Fig. 190 a) können die verworfenen Schichten wieder zu Tage ausgehen, bei rechtfallenden nur, wenn sie steiler fallen als die Kluft (Fig. 190 c).

Die Wirkung streichender Verwerfungen ist entweder eine Schichtenwiederholung (Fig. 190 d) oder eine Unterdrückung von Schichten, die unter normalen Verhältnissen vorhanden sein müßten (Fig. 190 e, wo zwischen b und d zu Tage das Glied c fehlt). Es ist bemerkenswert, daß im Falle der Schichtenwiederholung diese eine andere ist als die durch Faltung bewirkte. Bei dieser würde die Reihe sein: *a b c d — d c b a* (vgl. S. 228); in unserem Falle dagegen ist sie: *a b c d — a b c d.*

Fig. 192. Querverwerfung im Grundriß. Die Pfeile geben die Fallrichtung der Schichten bzw. der Kluft an.

Längsverwerfungen sind eine sehr häufige tektonische Erscheinung und erreichen oft sehr bedeutende Beträge. Im Döbelner Kohlenbecken kennt man solche von 180 m saigerer Sprunghöhe. Die flachliegenden Jura- und Triasschichten

Judikariens (südwestliches Tirol) sind längs der sogenannten Judikarienspalte um mehr als 2000 m gegen den im W liegenden Granitstock des Adamello und die ihn umgebenden paläozoischen und triassischen Schichten



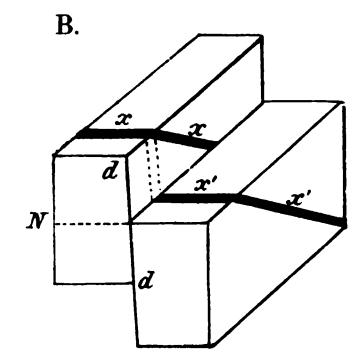


Fig. 193. Modelle zur Erläuterung der Entstehung von Schichtenverschiebungen durch Querverwerfungen.
A. Schichtenblock v o r eingetretener Verwerfung.
B. Derselbe mit längs der Kluft *d d* bis zum Niveau *N* abgesunkenem Hangenden.
C. Derselbe, nachdem der stehengebliebene Teil durch Abtragung so weit erniedrigt worden, daß seine Oberfläche mit der des gesunkenen Teiles zusammenfällt.

abgesunken. Ebenso bedeutend ist die streichende Verwerfung, die das Saarbrücker Kohlengebiet von der im S angrenzenden Buntsandsteinlandschaft scheidet. Wie diese große Verwerfung dem Rande des Hunsrücks parallel verläuft, so auch die verschiedenen kleineren, ebenfalls streichenden Verwerfungen, welche die stark gefalteten alten Schiefer des Hunsrücks von dem ihm vorgelagerten Karbon- und Rotliegendgebiete trennen (Fig. 191).

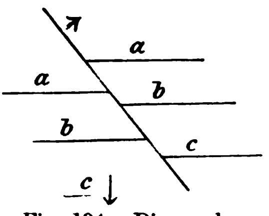


Fig. 194. Diagonalverwerfung (im Grundriß).

2. Q u e r v e r w e r f u n g e n. Es sind solche, bei denen die verwerfende Kluft annähernd rechtwinklig zum Schichtenstreichen steht. Bei diesen Verwerfungen findet in allen Fällen, außer wenn die Schichten auf dem Kopfe stehen, eine Verschiebung der Schichten statt (Fig. 192), und zwar derart, daß die Schichten des Hangendflügels der Fallrichtung entgegen, also nach r ü c k w ä r t s bewegt erscheinen. Der Betrag dieser Querverschiebung, deren Notwendigkeit die Modelle Fig. 193 zeigen, ist um so größer, je flacher die Schichten fallen. Infolge dieser Verrückung entgehen gerade Querverschiebungen dem aufnehmenden Geologen viel weniger leicht als streichende Verwerfungen.

3. Diagonal- oder spießeckige Verwerfungen. Die verwerfende Kluft hat hier eine zwischen Quer- und Längsverwerfung liegende Richtung (Fig. 194). Auch hier findet fast in allen Fällen eine Querverschiebung der Schichten statt. Sie ist um so stärker, je flacher die Schichten fallen und je mehr die Verwerfung sich einer streichenden nähert.

Wie schon gesagt, sind Verwerfungen aller Art auch im Faltengebirge sehr häufig. Besonders sind es Längsbrüche, die mitunter in so enger Verbindung mit den Falten auftreten, daß man nur annehmen kann, daß sie gleichzeitig mit diesen entstanden sind. Offenbar hat man es hier mit Schichtenmassen zu tun, die schon bei Beginn der Faltung in Stücke zerbrachen, die alsbald gegeneinander verschoben wurden.

Ein gutes Beispiel bietet nach E. HAARMANN die Ibbenbürener Bergmasse, ein größerer Oberkarbonsattel mit umgebendem, zum Teil schollen-

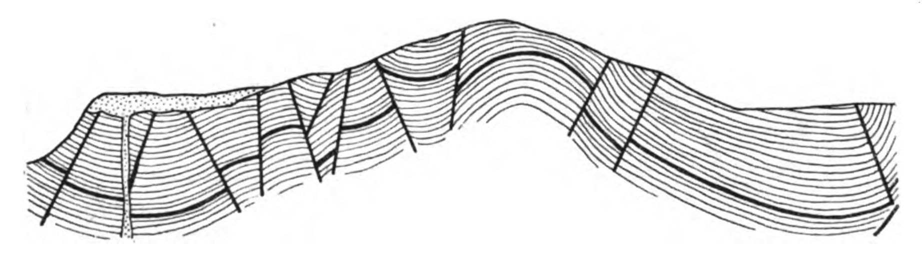


Fig. 195. Schema von Bruchfaltung. Nach HAARMANN.
Punktierte Flächen: Aus der Tiefe emporgepreßte plastische Gesteinsmassen (Salz, Gips, Schiefertone).

förmig in ihn eingesunkenem Zechstein und Buntsandstein[1]). HAARMANN hat für diese Art von Schichtenbau, bei der Verwerfungen fast dieselbe Rolle spielen wie die Faltung, den Ausdruck „Bruchfaltung" vorgeschlagen und spricht von Bruchsätteln und Bruchmulden. Durch ihre nur schwache Faltung und die Häufung der Brüche können so gebaute Schichtenmassen solchen des Schollenlandes so ähnlich werden, daß man sie in der Tat als ein Übergangsglied zwischen Falten- und Schollengebirge ansehen könnte, wenn nicht ihr immerhin unverkennbar faltiger Bau dem entgegenstünde (vgl. Fig. 195). HAARMANN hebt noch hervor, daß in den Bruchsätteln gern Faltenteile nach oben, in den Bruchmulden umgekehrt nach unten gedrückt werden, wobei plastische Glieder der Schichtenfolge und des Untergrundes emporgepreßt und so eine Art eruptiven Aufstiegs dieser Schichten — z. B. der Tone des Röts und Zechsteins[2]), von Gips und namentlich Steinsalz — herbeigeführt wird.

[1]) HAARMANN, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel". Branca-Festschrift. Berlin 1914.

[2]) E. ZIMMERMANN, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1891, S. 263.

Anhangsweise sei hier noch das Verhalten von **Mulden** und **Sätteln**, die von Querverwerfungen durchsetzt werden, berührt. Wenn, wie in Fig. 196,

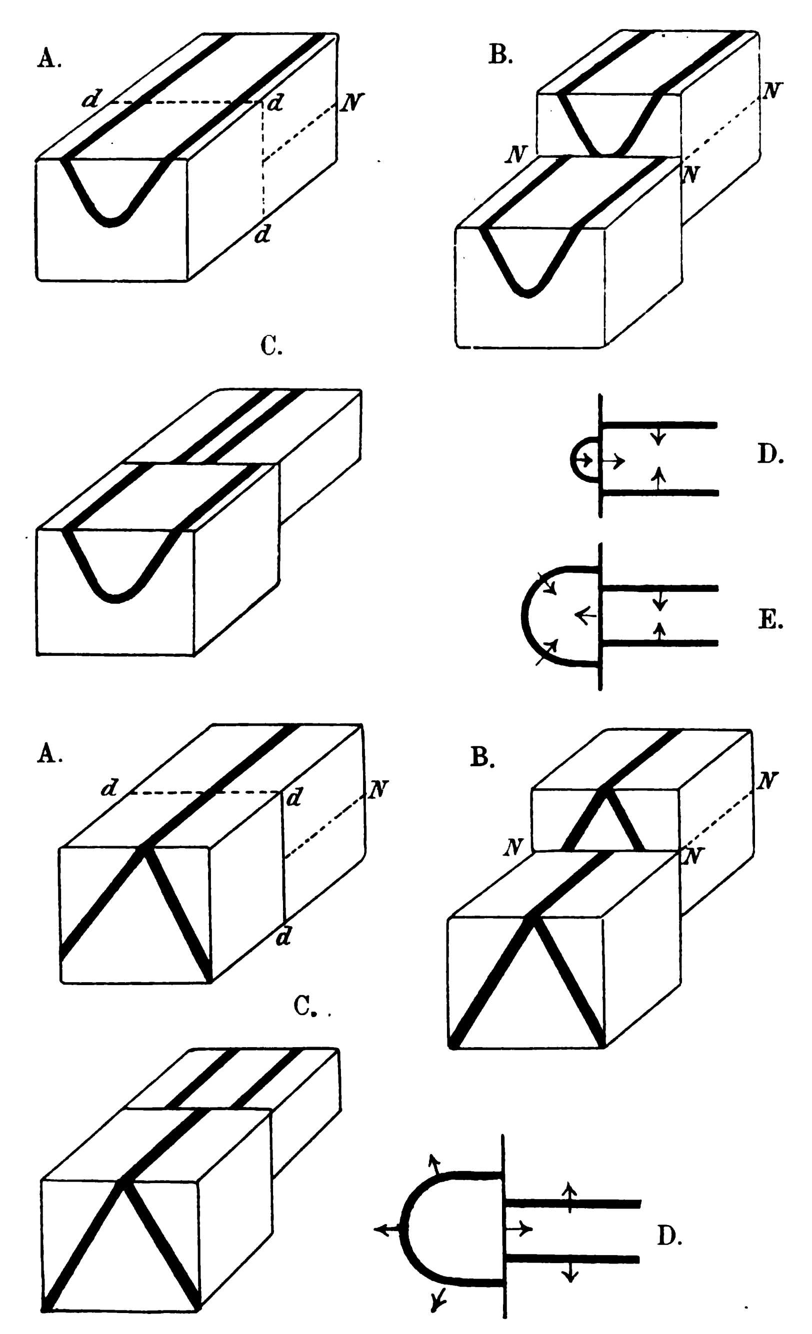


Fig. 196 u. 197. Von Querverwerfungen betroffene Mulden und Sättel.

A—C das vordere Stück eines muldenförmig gebauten Schichtenblockes bis zum Niveau *N N N* absinkt und nachher durch Denudation das hintere stehengebliebene Stück bis zum gleichen Niveau abgetragen wird, so werden — weil die Flügel einer Mulde nach unten konvergieren und die Oberfläche des stehengebliebenen Stückes einem tieferen Teile der Mulde angehört — die beiden Ausstriche einer gegebenen (in unseren Abbildungen schwarz dargestellten) Schicht im stehengebliebenen Stücke zusammengedrängt erscheinen (Fig. 196 C). Hat man es dagegen mit einem Sattel zu tun (Fig. 197 A—C), so werden, weil seine Flügel nach unten divergieren, die Ausstriche der Schicht auseinandergezogen oder es wird — wie in unserer Figur — statt des einfachen Ausstriches einer die Sattellinie einnehmenden Schicht ein doppelter Ausstrich entstehen.

Nach diesen Ausführungen werden die ähnlichen Erscheinungen, die da eintreten, wo Mulden und Sättel in der Nähe ihrer Wendung von Querverwerfungen betroffen werden (Fig. 196 D, E u. 197 D), leicht verständlich sein. Die beiden ersten Figuren stellen Horizontalprojektionen von Mulden, die dritte eine solche eines Sattels dar. Der auf der Verwerfungskluft stehende Pfeil zeigt deren Fallrichtung an.

An vielen Stellen der Erde sind Sprünge in großer Zahl entwickelt. Sie treten dann oftmals in bestimmten Zonen, als **B r u c h-** oder **V e r w e r f u n g s f e l d e r** auf. Manchmal verlaufen die Sprünge solcher Gebiete ganz unregelmäßig; in anderen Fällen aber sind sie nach e i n e r oder auch nach mehreren verschiedenen Richtungen angeordnet, und dann spricht man von S p r u n g s y s t e m e n (vgl. die verschiedenen Spalten- und Gangsysteme

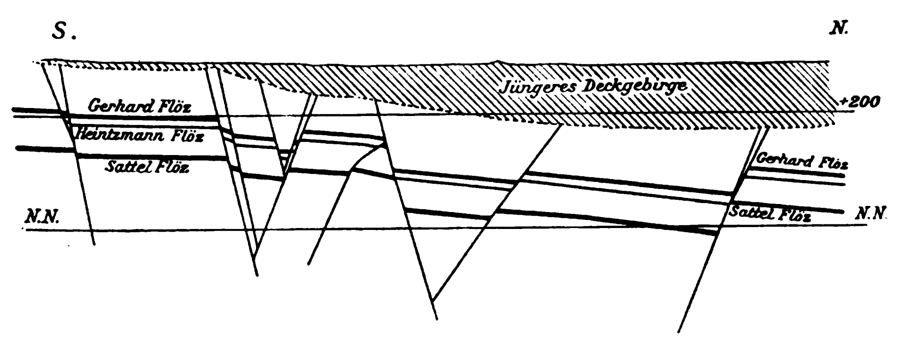


Fig. 198. Profil durch das Steinkohlengebirge bei K ö n i g s h ü t t e in Oberschlesien. Nach H. QUIRING [1]).

[1]) Quiring, Die Entstehung der Schollengebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geolog. Ges. 1913.

des Harzes, Fig. 95, S. 208). In noch anderen Fällen treten die Bruchlinien zu ganzen Bündeln von sich in mannigfaltiger Weise teilenden, verzweigenden oder scharenden Sprüngen zusammen[1]).

Eine im Schollenlande, d. h. in Gebieten wagrechter bis flacher Schichtenlage häufige Art des Auftretens von Sprüngen wird durch Fig. 198 erläutert. Alle die vielen dort entwickelten Verwerfungen sind echte Sprünge, d. h. Brüche mit gesunkenem Hangendem. Alle fallen ziemlich steil, bald nach rechts, bald nach links ein, bei allen ist die Sprunghöhe gering.

Es liegt auf der Hand, daß das gleichzeitige Auftreten einer großen Zahl von Verwerfungen unter Umständen zur Herausbildung von recht verwickelten tektonischen Verhältnissen führen kann. Als einige besonders wichtige, in solchen Fällen zu beobachtende Erscheinungen seien die folgenden genannt:

a) Die Verwerfungen verlaufen untereinander parallel.

Eine erste Folge sind die sogenannten **Staffelbrüche** (Fig. 199 a). Sie sind in Gebieten flachgelagerter Schichten sehr häufig und bestehen in wiederholten Absenkungen einer Schichtenreihe längs parallelen Sprüngen.

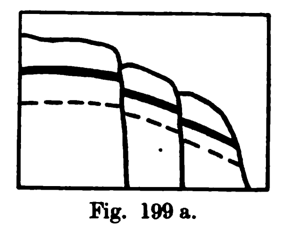


Fig. 199 a.

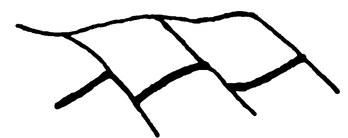


Fig. 199 b.



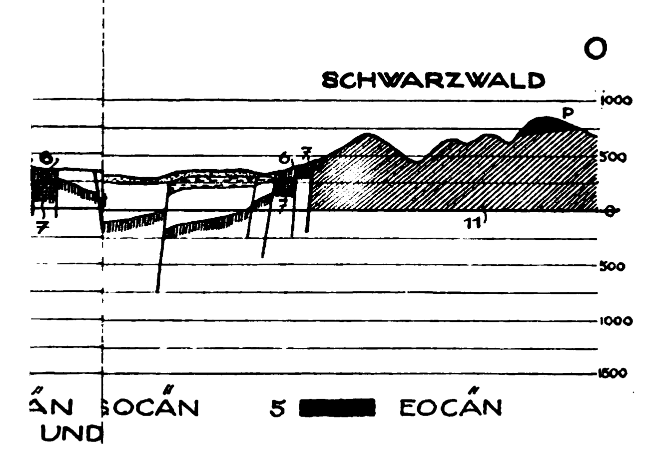
Staffelbrüche.

Die mesozoische Schichttafel Schwabens und Lothringens liefert gute Beispiele dieses Baues; besonders große Staffelbrüche aber birgt das Hochplateau von Utah, wo die einzelnen Schollen z. T. um 1500—2000 m gegeneinander abgesunken sind.

Eine andere Art von Staffelbruch wird durch Fig. 199 b veranschaulicht.

Eine den Staffelbrüchen verwandte Erscheinung stellen die sogenannten **Horste** und **Gräben** dar. Jene stellen inmitten einer absinkenden Umgebung stehengebliebene oder gar herausgehobene Geländestreifen dar (Fig. 200), diese umgekehrt lange schmale, zwischen zwei oder mehreren parallelen Verwerfungen eingesunkene Schollen (Fig. 201). Horste wie Gräben sind eine sehr verbreitete und wichtige Erscheinung. Viele ältere Gebirgskerne, wie das französische Zentralmassiv und der Thüringer Wald (siehe das Kärt-

[1]) Ein ausgezeichnetes Bruchbündel dieser Art hat H. Stille aus der Gegend von Willebadessen im Eggegebirge (südlicher Teil des Teutoburger Waldes) dargestellt. (Erläut. z. Geol. Karte von Preußen, Liefg. 147, Blatt Peckelsheim, S. 50. Berlin 1908.)



zun

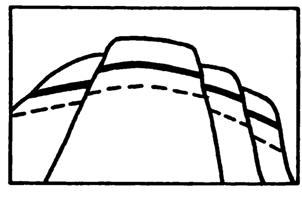
Qua Rheintal zu verwerten, mußte auf einen
werd etwa bei Ensisheim und verläuft von dort

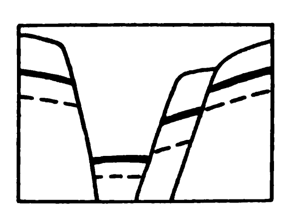
ten Engen nur den oberen, salzfreien Teil der
Olig lagerung der Kalisalze stärkere, von Ver-
ten s

chen dieses Gebirges im Abschnitte über Gebirgsbildung), der Harz, das Niederrheinische Schiefergebirge, der Schwarzwald und Wasgau usw., dürfen mit Suess als Horste betrachtet werden, d. h. als inmitten einer abgesunkenen Umgebung stehengebliebene Stücke der Erdrinde, bei welchen nach teilweiser oder gänzlicher Zerstörung der ihnen ehedem aufgelagerten Sedimentdecke der paläozoische oder archäische Unterbau bloßgelegt worden ist.

Wie später, im Abschnitt über Gebirgsbildung näher auszuführen sein wird, ist die Entstehung solcher langen schmalen Senkungszonen, wie die Gräben sie darstellen, kaum zu verstehen ohne die Annahme starker vorausgegangener Zerrvorgänge. Nur durch eine Zerrung rechtwinklig zur Achse der Grabenscholle können die den Graben begrenzenden Hauptspalten aufgerissen sein und für den dazwischenliegenden Streifen die Möglichkeit des Einsinkens sich ergeben haben.

Ein bekanntes ausgezeichnetes Beispiel eines großen Grabenbruches bildet die mittelrheinische Tiefebene (Fig. 202). Zwischen


Fig. 200. Horst.


Fig. 201. Graben.

den alten Gebirgskernen des Schwarzwalds und des Wasgaus und weiter im N des Odenwalds und der Hardt ist hier ein langer Streifen triassischer, jurassischer und tertiärer Sedimente stellenweise über 2000 m tief eingesunken und dadurch jene 300 km lange und durchschnittlich 30 km breite Ebene entstanden, die einen so auffälligen Zug im Kartenbilde unseres Erdteiles darstellt. Der Graben streicht von SSW nach NNO und durchschneidet die Schichten, in denen er aufsetzt, unter spitzem Winkel. Seine Bildung begann schon im Alttertiär (Oligozän), setzte sich durch die ganze nachfolgende Zeit fort und ist noch heute nicht abgeschlossen[1]).

[1]) O. Reis, Der Rheintalgraben. Geognostische Jahreshefte. 27. Jahrg. für 1914. München 1915. — Zur Bildungsgeschichte des Rheintalgrabens siehe auch Kessler, Ber. d. Oberrhein. Geol. Ver. 1914 und W. Wagner, Mitteil. d. Philomat. Ges. Elsaß-Lothringen, Bd. 4, Heft 5. Straßburg 1913. Diese letzte Arbeit zeigt auf Grund von Tiefenaufschlüssen, wie verwickelt der Bau der Grabenscholle im einzelnen ist. — Nach Andreae und Salomon ständen die großen den Rheintalgraben begrenzenden Randspalten nicht senkrecht, sondern von der Senke fortfallend, so daß diese als von den beiden älteren Kernmassen überschoben zu betrachten wäre (Salomon, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1903, S. 403). Nach van Werveke trifft dies indes für die linke Rheinseite nicht zu, da diese durch echte Verwerfungen begrenzt wird. Auch Reis lehnt, wie wir glauben mit guten Gründen, die Vorstellung Salomons ab.

Nur eine Fortsetzung dieser großen Versenkungszone stellt die aus der Gegend von Darmstadt, Höchst und Friedberg durch die Wetterau und weiterhin durch ganz Ober- und Niederhessen bis über Kassel hinausreichende, mit tertiären Sediment- und Eruptivgesteinen erfüllte hessische

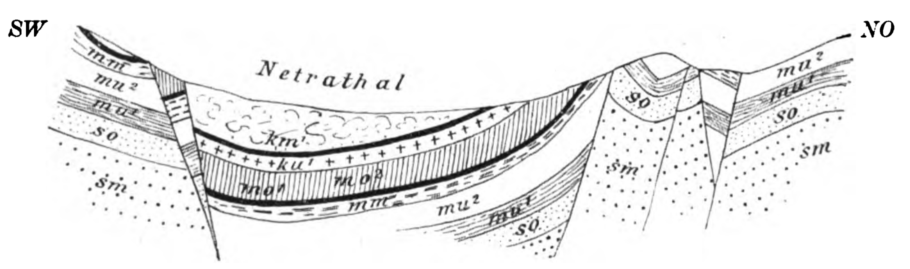


Fig. 203. Profil durch das Netratal unweit Eschwege. Längen 1 : 500, Höhen 1 : 2500. Nach Moesta.

sm, *so* mittlerer und oberer Buntsandstein, mu^1, mu^2 unterer und oberer Wellenkalk, *mm*, mo^1, mo^2 mittlerer und oberer Muschelkalk, ku^1, ku^2, km^1, km^2, *ko* unterer, mittlerer und oberer Keuper.

Senke dar, die nur infolge der großen, im Laufe der Miozän- und Pliozänzeit in ihr angehäuften Basaltergüsse ihre ursprüngliche Beschaffenheit als orographische Senke zum großen Teil eingebüßt hat.

Neben dieser großen Grabensenke sind übrigens in ganz Hessen, ebenso wie in Thüringen und im südlichen Hannover, Gräben eine überaus häufige und durch ihren Einfluß auf die Talbildung auch landschaftlich bedeutsame

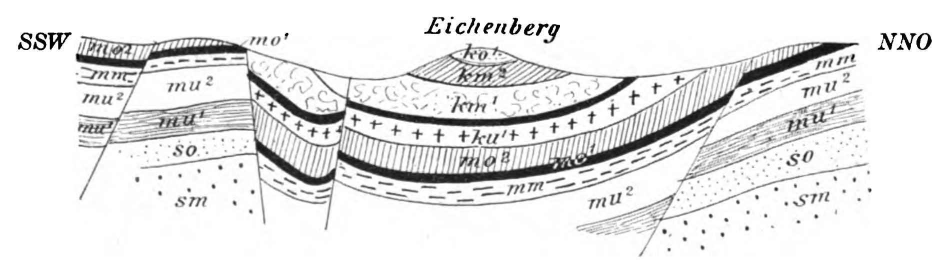


Fig. 204. Profil durch den Eichenberg bei Netra. Längen 1 : 25 000, Höhen 1 : 12 500. Nach Moesta.

sm, *so* mittlerer und oberer Buntsandstein, mu^1, mu^2 unterer und oberer Wellenkalk, *mm*, mo^1, mo^2 mittlerer und oberer Muschelkalk, ku^1, ku^2, km^1, km^2, *ko* unterer, mittlerer und oberer Keuper.

Erscheinung. Die meisten folgen der NW-, manche (wie besonders der große Leinetalgraben) der S-N-Richtung, noch andere der NO- oder O-W-Richtung. Alle stellen schmale, meilenweit fortsetzende, mit Muschelkalk und Keuper (seltener auch mit Jura) erfüllte Einbrüche im herrschenden Buntsandstein dar. Unsere Fig. 203 und 204 geben eine Vorstellung vom Bau dieser merk-

würdigen Senken, während Fig. 205 ein Profil durch einen der selteneren Doppelgräben bietet.

Wie schon diese Darstellungen erkennen lassen, stellen die Gräben keineswegs immer einheitliche Senken dar; vielmehr heben sich nicht selten aus ihnen einzelne Massen horstförmig heraus, um mit Gräben geringerer Ordnung abzuwechseln. Dadurch sowie durch kleinere, in den verschiedensten Richtungen verlaufende Bruchlinien kann die Tektonik mancher Gräben sich recht verwickelt gestalten.

Einen guten Beleg dafür bietet das Nordende[1]) des großen Rheintalgrabens, wie es sich nach der kürzlich erschienenen, auf neuere Bohrungen gestützten Arbeit von H. WENZ[2]) darstellt.

Der Rheingraben im engeren Sinne (Rh. unseres Kärtchens) endigt bekanntlich im N von Frankfurt, am Fuße des Taunus, während seine Ver-

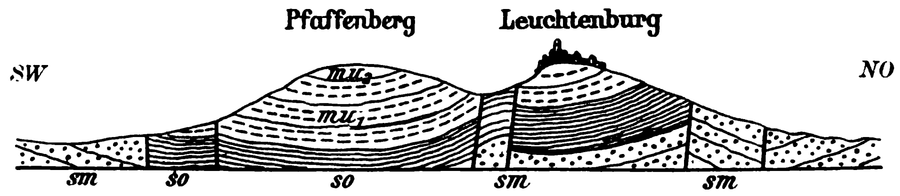


Fig. 205. Durchschnitt durch den Doppelgraben der Leuchtenburg und des Pfaffenberges bei Kahla in Thüringen. Nach ERNST NAUMANN. (Maßstab 1 : 25 000.) *sm* mittlerer Buntsandstein, *so* Röt, mu_1 unterer, mu_2 oberer Wellenkalk.

längerung nach N sich noch weit über Friedberg, Nauheim und Gießen hinaus als „hessische Grabensenke" fortsetzt. Fig. 206 zeigt nun deutlich, wie der bis dahin anscheinend einheitliche Graben mit Annäherung an den Taunus sich in eine Reihe von Einzelschollen auflöst, die zum Teil von langen westöstlich streichenden Spalten durchsetzt werden. Zugleich nimmt die bei Darmstadt noch mehrere hundert Meter übersteigende Sprunghöhe der beiden großen Randspalten des Grabens — W—W bzw. O—O unserer Karte — allmählich ab, um zuletzt nur noch 200 m und darunter zu betragen. Bemerkenswert ist, wie sich namentlich von der westlichen Randspalte wieder-

[1]) Wie der Graben nach S endigt, zeigt unsere Fig. 188, S. 268.

[2]) WENZ, Grundzüge einer Tektonik des östlichen Teils des Mainzer Beckens. Abh. d. Senckenbergschen Naturf. Ges. Bd. 36, H. 1. Frankfurt 1914. — Das Kärtchen will lediglich die großen Senkungen darstellen, die am Ende der Tertiärzeit bei Frankfurt eingetreten sind. Die älteren Verwerfungen des Gebietes, so vor allem die große am Rande des Taunus verlaufende Spalte, sind darin nur soweit berücksichtigt worden, als sie damals von der Bewegung mitergriffen wurden. Wo dies nicht der Fall gewesen ist, wie zwischen Lorsbach und Wiesbaden, wo in der keilförmigen, nach N geöffneten Scholle die ältesten oligozänen Schichten des Mainzer Beckens ohne Verwerfung bis ins Gebirge hineinreichen, ist daher die Taunusrandspalte nicht durchgezeichnet worden. (Mitteil. des Herrn Dr. WENZ.)

holt Nebenspalten ablösen, die unter anderem bei Königstein ein weit ins alte Gebirge eingreifendes Senkungsfeld einschließen.

An die abgesunkene Scholle Rh. schließt sich im O eine lange schmale, ihr parallele Horstscholle (Fr. der Karte), auf der der größte Teil der Stadt Frankfurt liegt, der „Frankfurt-Offenbacher Horst". Er wird von zahlreichen

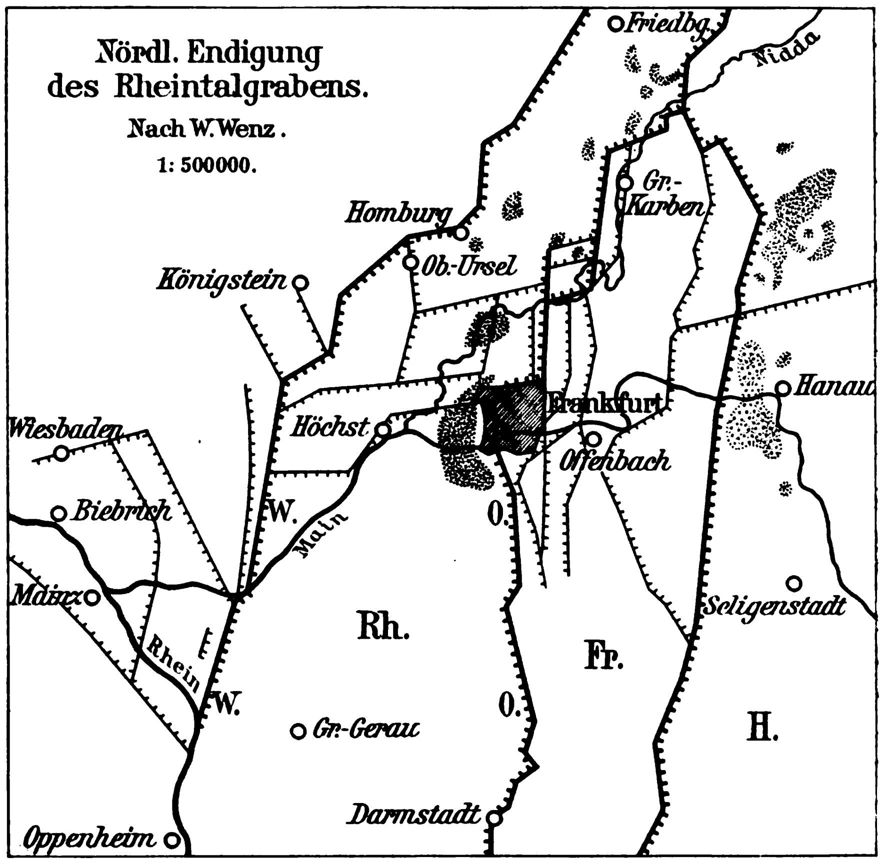


Fig. 206. Rh. eigentlicher Rheintalgraben, W—W und O—O die ihn im W und O begrenzende Randspalte; Fr. Frankfurt—Offenbacher Horst; H. Hanau—Seligenstädter Senke. Die punktierten Flächen bezeichnen die Verbreitung des Basalts. Die Zähne der Verwerfungen weisen nach der tektonisch tiefer liegenden Scholle.

kleineren Meridionalspalten durchsetzt und besteht aus miozänen und darunter aus Rotliegendschichten, während Basalt, der im W, O und N sehr verbreitet ist, ihm gänzlich fehlt, was sich daraus erklärt, daß dieser pliozänen Alters ist und daher auf der Horstoberfläche abgetragen wurde, während er in der abgesunkenen Umgebung erhalten blieb. An die fragliche Horstscholle schließt sich im O ein neuer, ebenfalls meridional verlaufender Graben (H. der Karte), die „Hanau-Seligenstädter Senke", die im N des Frank-

furter Horstes unweit Friedberg mit der Fortsetzung des Rheingrabens zusammenstößt und hier eine besonders starke Versenkung veranlaßt hat.

Auch die Kölnische Rheinbucht oder die Niederrheinische Grabensenke — ein breites, nach N sich weit öffnendes, zwischen dem paläozoischen Faltengebirge der Eifel einerseits und des Bergischen Landes

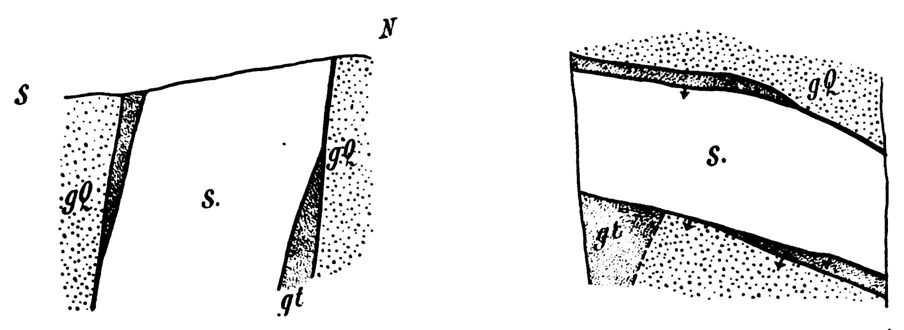


Fig. 207. Durchschnitt und Grundriß eines Stücks des Kuhlenberger Ganggrabens im Siegenschen. Nach AUG. DENCKMANN.
gt und *g Q* Schiefer und Quarzite des ältesten Unterdevons (Gédinnien), *S* Siegener Schichten. Schwarz: Spateisensteinausfüllung der Klüfte. Die Pfeile geben das Fallen der Kluftwandung an.

anderseits eingesenktes, von NNW streichenden Hauptspalten begrenztes Gebiet — zeigt deutlich, wie verwickelt sich im einzelnen der Bau einer solchen Senkungsscholle gestalten kann. Das sogenannte Vorgebirge im W von Bonn und Köln (genauer zwischen Rheintal und Erftebene) ist z. B. nur eine horstförmige Erhebung in der Grabensenke[1]).

Daß auch in Gebieten gefalteten Schichtenbaues Gräben nichts Seltenes sind, zeigt schon ein Blick auf unser Kärtchen Fig. 179,

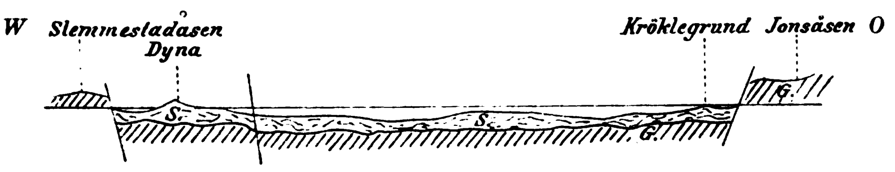


Fig. 208. Durchschnitt durch den Kristianiafjord. Nach BRÖGGER.
G. Gneis, *S.* Silur.

wo man im N der großen Überschiebung des Silurs auf jüngere Ablagerungen ein langes, der Überschiebungslinie paralleles Band von Kulmschichten wahrnimmt, die hier eine grabenförmig in das Mitteldevon eingesunkene Masse bilden.

[1]) Vgl. FLIEGEL, Miozäne Braunkohlenformat. des Niederrheins. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., H. 61, 1910.

Sehr häufig sind grabenförmige Einbrüche jüngerer Schichten in ältere im Siegenschen. AUG. DENCKMANN hat diese Einbruchsschollen wegen der häufigen, sich an ihren Wandungen einstellenden Erzführung als Ganggräben bezeichnet[1]) und als besonders bemerkenswert hervorgehoben, daß die diese Gräben einschließenden Spalten ausnahmslos südfallende Isoklinalspalten sind (Fig. 207).

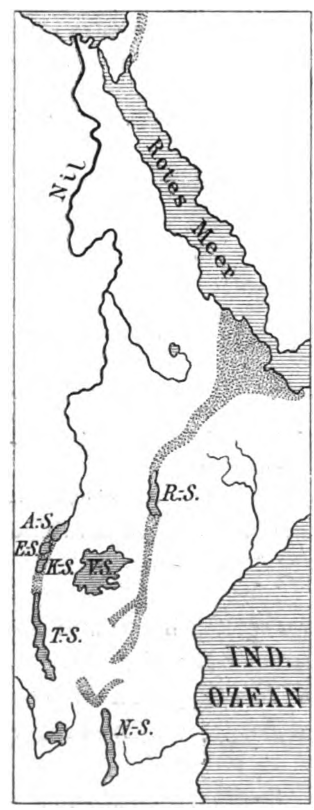


Fig. 209. Kärtchen der großen ostafrikanischen, erythräischen und syrischen Grabenversenkungen.
A.-S. Albertsee, *E.-S.* Edwardsee, *K.-S.* Kiwusee, *N.-S.* Nyassasee, *R.-S.* Rudolfsee, *T.-S.* Tanganikasee, *V.-S.* Viktoriasee.

Als außerdeutsche Beispiele großer Grabenbrüche seien genannt das Gardaseetal, der Kristianiafjord (Fig. 208), der schottische Graben — ein breiter nordöstlich streichender Einbruch von devonischen (Old Red) und karbonischen Schichten (Kohlenkalk und flözführendes Gebirge) zwischen ebenso streichendem Gneis im N und Silur im S[2]) — und besonders der Graben, der den Busen von Patras, die Meerenge von Korinth, den gleichnamigen Isthmus und den Golf von Ägina umfassend, die ganze griechische Halbinsel quer durchzieht.

Außerhalb Europas spielen Gräben namentlich im ganzen mongolisch-sibirischen Grenzgebiete eine wichtige Rolle. Auch das 600 km lange Becken des bis 80 km breiten und über 1000 m tiefen Baikalsees ist ein großer Graben, nach SUESS[3]) eigentlich ein Doppelgraben. Daß auch die merkwürdige Pri-Tienschansche Depression, ebenso wie die des Jordantales durch Gräben bedingt sind, ist schon früher (S. 136 u. 137) hervorgehoben worden.

In keinem anderen Teile der Erde aber sind so mächtige Grabenversenkungen nachgewiesen worden wie im O von Afrika[4]). Die durch ihre langgestreckte schmale Gestalt so merk-

[1]) DENCKMANN, Archiv für Lagerstättenforschung, Heft 19. Berlin 1914.

[2]) Im Unterschiede zum großen Rheingraben sind der schottische und der Kristianiagraben streichende Gräben.

[3]) E. SUESS, Antlitz der Erde, Bd. III, S. 69.

[4]) DERSELBE, Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika. Denkschr. d. Wien. Akad. 1891, S. 555. — Vgl. auch DANZ, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1900, Verh. S. 46, und KRENKEL, Geol. Rundsch. 1910, S. 222. — O. E. MEYER, Die Brüche von Deutsch-Ostafrika. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 38, 1915.

würdigen großen Seen, der Nyassa und Tanganika (Fig. 209 u. 210), liegen in Gräben. Der größte Graben ist der „ostafrikanische", der schon in der Nähe des Sambesi (unter 15° s. Br.) beginnend, den Nyassasee beherbergt. Im N dieses Sees spaltet sich die Grabensenke in zwei Äste. Der

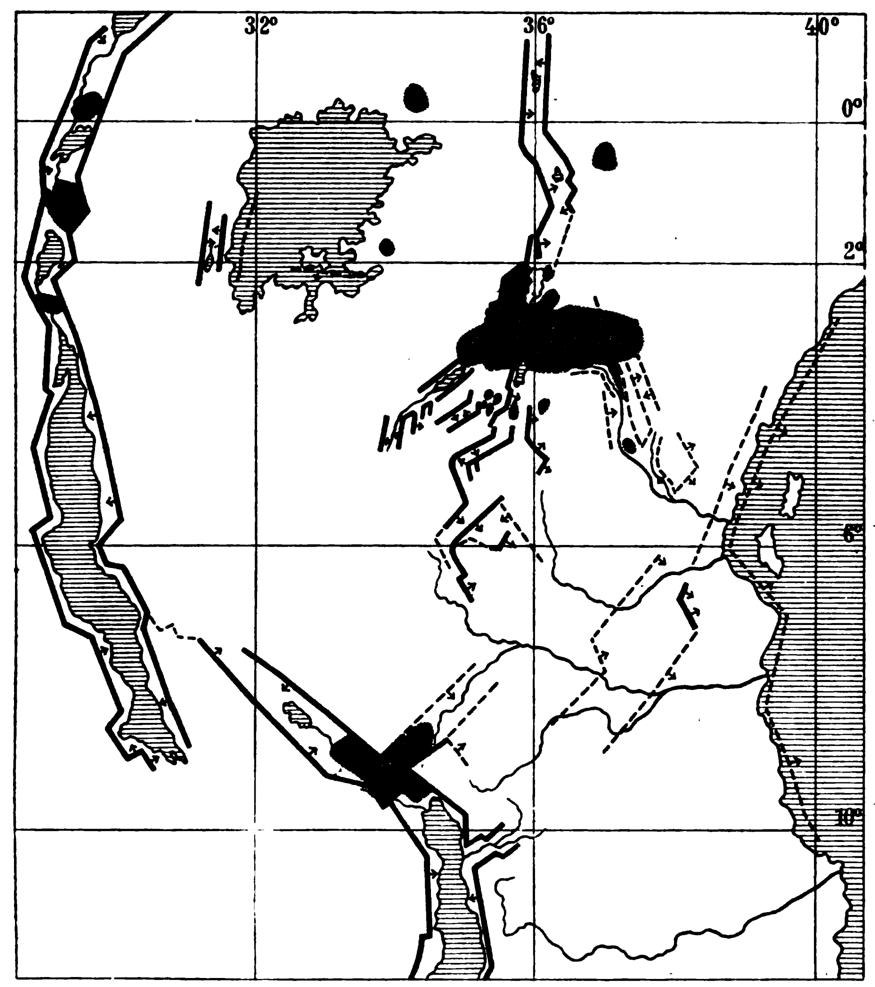


Fig. 210. Graben- und Staffelbrüche von Deutsch-Ostafrika. Nach O. E. Meyer.
Etwa 1 : 1 200 000.
Gekörnt: Anhäufungen vulkanischer Gesteine.

östliche führt mit einigen Unterbrechungen und Verschiebungen in nördlicher Richtung durch die Ruahasenke nach dem Manjara- und Natronsee und weiter zum Rudolf- und Stephaniesee und kann bis zum Südende des Abessinischen Hochlandes verfolgt werden. Der andere Ast, der „zentralafrikanische Graben" führt in nordwestlicher Richtung durch die

Rukwasenke nach dem Tanganika und weiter nach dem Kiwu-, Edward- und Albertsee. In der Gabelung beider Gräben liegt das Vulkanland von Konde mit großen Massen junger Eruptivgesteine, die auch in der weiteren Umgebung des Viktoriasees mit gewaltigen Vulkanbergen auftreten, und zwar im zentralafrikanischen Graben mit dem Kirunga, zu beiden Seiten des ostafrikanischen Grabens mit dem 6000 m hohen Kilimandscharo, dem höchsten Vulkangebirge Afrikas, dem Meru, Kenia, Elgon u. a. m.

Die wahre Bedeutung des ostafrikanischen Bruchsystems aber wird erst ersichtlich, wenn man es mit E. Suess mit dem im O des Abessinischen Hochlands (zwischen diesem und dem Westabbruche des Somaliplateaus) liegenden und bis ans Rote Meer reichenden Senkungsfelde von Afra in Verbindung bringt und erwägt, daß auch das Rote Meer (mit Tiefen von 2300 m) nur eine riesige junge Grabensenkung darstellt, die ihre Fortsetzung nach N in dem nahezu süd-nördlich verlaufenden Meerbusen von Akaba und dem in dessen Verlängerung liegenden Jordantalgraben mit dem Toten Meere findet. Aber auch nach S scheint das große Bruchsystem sich noch weit fortzusetzen. Es hat sich nämlich ergeben, daß auch im S des Sambesi, an der Grenze von Britisch-Südafrika gegen das portugiesische Gasaland, gewaltige meridionale Brüche vorhanden sind, die sich über 1000 km weit bis an die Küste der Delagoabai erstrecken und wahrscheinlich in engem Zusammenhange mit den nördlichen Grabenversenkungen stehen. Verbindet man alle genannten Versenkungen, so erhält man eine Bruchzone von insgesamt nicht weniger als 7000 km Länge! Man hat mit Recht gesagt, daß dies vielleicht die größte und auffälligste Schramme im Antlitz unserer Erde sei.

Wir schließen hier ein Übersichtskärtchen des merkwürdigen ostafrikanischen Bruchsystems, wie es sich nach der neuesten Arbeit von O. E. Meyer darstellt, an (Fig. 210).

Einige Schwierigkeit haben der Erklärung die schmalen Störungszonen bereitet, die mitunter die gewöhnliche Eintönigkeit der Tektonik des Schollenlandes unterbrechen. Es handelt sich teils um Aufpressungen älteren Gesteins — und dann spricht man von Horststreifen — teils um eingesunkene Teile einer jüngeren, ehemals vorhanden gewesenen Gesteinsdecke, also um kleine Gräben. H. Stille hat jene als ejektive, diese als dejektive Faltungen bezeichnet[1]). H. Cloos hat indes gezeigt[2]), daß diese Störungszonen auch ohne Seitendruck, schon durch geringe Hebungen und Senkungen ihrer Umgebung entstehen können, wie Fig. 211 erläutert.

[1]) Stille, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundschau Bd. VIII, S. 89, 1917.

[2]) Cloos, Zur Entstehung schmaler Störungszonen. Ebendas. Bd. VII, S. 41, 1916.

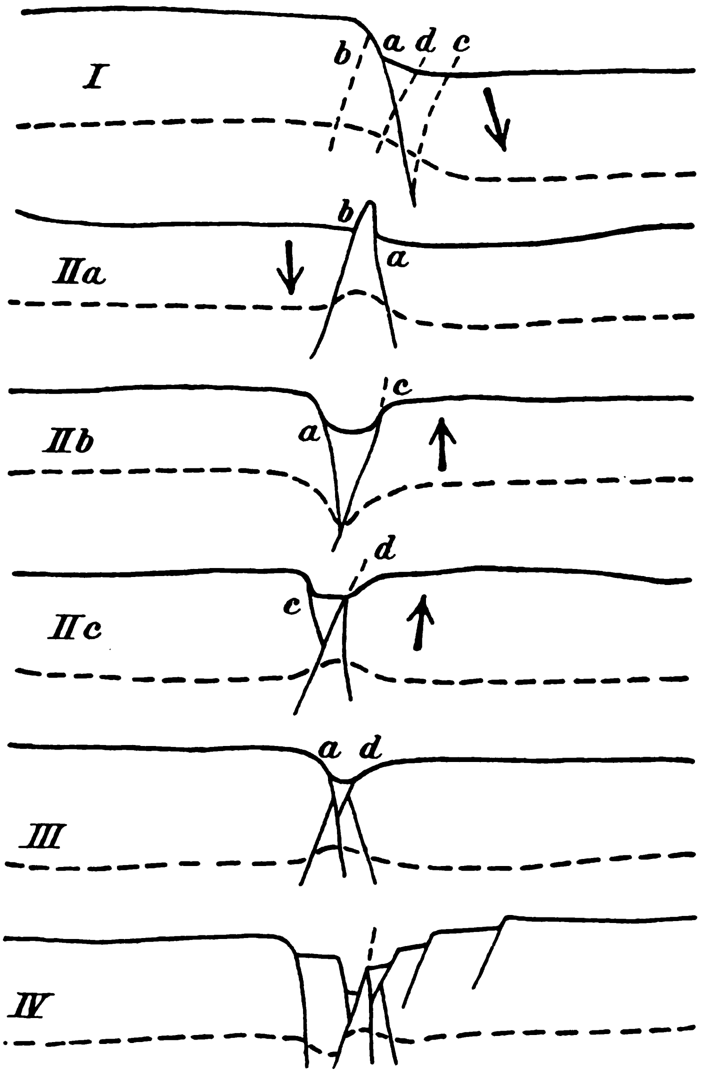


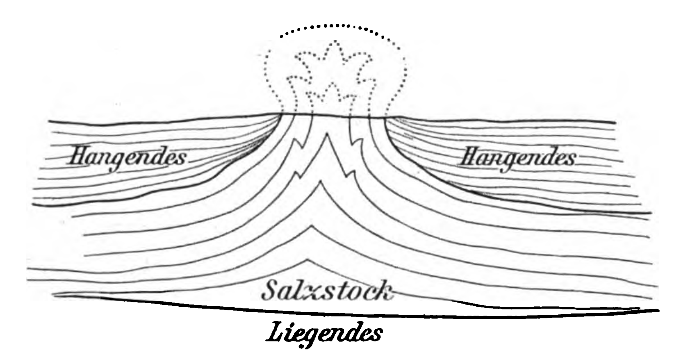
Fig. 211. Entstehungsweise schmaler Störungszonen im Schollenlande
Nach H. Cloos.

I. Normale Verwerfung an der Spalte *a*. *II a*. Entstehung eines Horststreifens durch Senkung längs *b*. *II b*. Grabenbildung durch Hebung längs *c*. *II c*. Umbildung von *I* durch Hebung längs *d*. *III*. u. *IV*. Mehrfache Bodenschwankungen verursachen ein Wiederaufreißen der alten sowie die Bildung neuer Spalten und dadurch die Herausbildung verwickelter tektonischer Verhältnisse.

Einer besonderen Besprechung bedürfen noch die merkwürdigen Salzhorste Norddeutschlands und anderer Gegenden[1]).

[1]) Aus der reichen Literatur darüber seien hier nur genannt: R. Lachmann, Der Salzauftrieb. (Sonderabdr. Zeitschr. „Kali"). Halle a. d. S. 1911. — E. Harbort, Über

Pošepny scheint der erste gewesen zu sein, der Ende der sechziger Jahre[1]) durch Beschreibung eines Salzstockes aus Siebenbürgen die Aufmerksamkeit auf die merkwürdige Tektonik solcher Salzkörper gelenkt hat,



Fg. 212. Lagerungsbild eines das marine Miozän durchbrechenden Salzstockes in Siebenbürgen. Nach Pošepny.
Die über der Tagesoberfläche liegende Ergänzungslinie deutet den abgetragenen Scheitel des ursprünglichen Sattelkernes an.

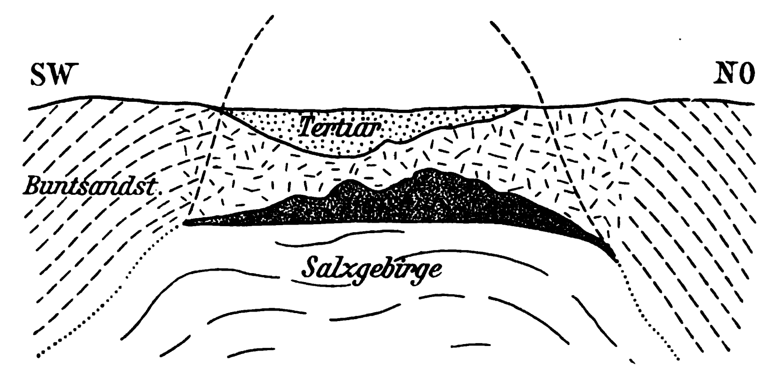


Fig. 213. Durchschnitt durch den Hildesheimer Wald bei Dickholzen. Nach H. Stille. Etwa 1 : 50 000.
Zu beiden Seiten des Salzstockes Buntsandstein, der in der Nachbarschaft des Salzes stark zerrüttet ist. Über dem Salz Gipshut, im abgetragenen Scheitel des Sattels ein eingesunkener Rest des ursprünglich darüberliegenden Tertiärs.

die — wie die Wiedergabe seiner Urabbildung in Fig. 212 zeigt — ganz nach Art mancher Eruptivmassen ihr Hangendes durchbrochen und auf die Seite

Lachmanns Salzgeschwüre. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. 1911. — S. Arrhenius u. R. Lachmann, Physikalisch-chemische Bedingungen bei der Bildung der Salzlagerstätten. Geol. Rundsch. III, 1912. — H. Stille, Das tektonische Bild des Benther Sattels. VII. Jahresber. d. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 1914. — O. Renner, Salzlager und Gebirgsbau im mittleren Leinetal. Arch. f. Lagerstättenforschung, H. 13. Berlin 1914. — E. Seidl, Die permische Salzlagerstätte im Graf-Moltke-Schacht. Ebendas. H. 10. Berlin 1914.

[1]) Pošepny, Jahrb. Geol. Reichsamt. Wien 1867 u. 1871.

gedrängt haben. Fast um dieselbe Zeit beschrieb der französische Bergingenieur VILLE einen ähnlichen Salzdom von Rhang-el-Melah in Algerien, der steil aus der Tiefe aufsteigend, als kegelförmige Masse die ihn umgebenden und rings von ihm abfallenden Schichten der Kreide und des Tertiärs durchsetzt.

Auch in Louisiana hat man später ähnliche Salzhorste kennen gelernt. Am häufigsten aber sind sie im Gebiete des norddeutschen Zechsteins, und hier sind ihre Verhältnisse durch den Kalibergbau sehr genau bekannt geworden. Wir lassen hier drei Durchschnitte durch solche Lagerstätten folgen (Fig. 213—215). Sie treten als steil zur Tiefe abfallende, meist pfeiler-, säulen- oder rückenförmige Massen innerhalb der verschiedensten Sedimente auf, wobei diese sich teils an den Salzstock anschmiegen (Fig. 213), teils mit mehr oder weniger unregelmäßiger Lagerung an ihm abstoßen (Fig. 215). Sehr

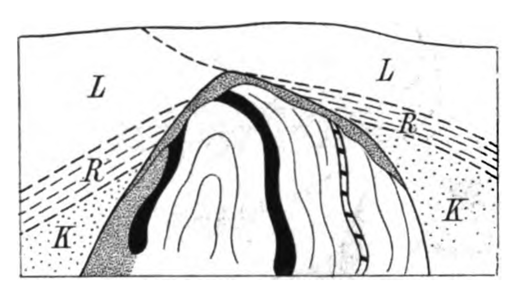


Fig. 214. Salzhorst der Gewerkschaft „Einigkeit" bei Fallersleben. Nach STILLE.
L Lias, *R* Rhät, *K* mittlerer Keuper. In der Mitte Steinsalz (weiß) mit Gips und Anhydrit (grau), Hartsalz (schwarz) und Karnallit (gebändert).

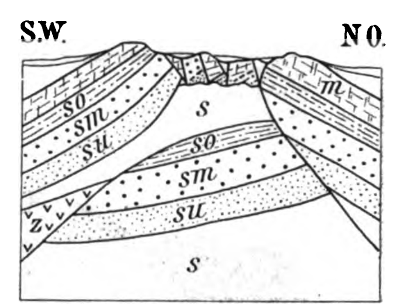


Fig. 215. Durchschnitt durch den nördlichen Teil des Leinetalsattels unweit Alfeld. Nach O. RENNER. Etwa 1 : 50 000.
z unterer und mittlerer Zechstein, *s* Salzlager des oberen Zechsteins, *su*, *sm*, *so* unterer, mittlerer, oberer Buntsandstein, *m* Muschelkalk.

häufig bestehen die umgebenden Schichten aus Buntsandstein und noch jüngeren mesozoischen Ablagerungen (Fig. 214) — so besonders in Thüringen und in der Umgebung des Harzes —, weiter im N aber auch aus Kreide und Tertiär. Der Salzkörper trägt oft eine Decke von Gips oder Anhydrit, den sogenannten Gipshut, über welchem mitunter noch Reste der ihn ursprünglich bedeckenden Hangendschichten (zerrütteter Buntsandstein usw.) erhalten sind. Durch Bergbau und Bohrungen ist festgestellt, daß die Salzstöcke oft 1000 m und tiefer hinabreichen, und daraus erklärt sich, daß früher, als man ihre steile Stellung noch nicht kannte, die wirkliche Mächtigkeit des Salzlagers (so desjenigen von Sperenberg) sehr überschätzt worden ist. Auch für die bekannten Salzvorkommen von Jessenitz und Lübtheen in Mecklenburg ist eine Saigerstellung erwiesen und ebenso für die „Durchspießungsrücken" von Hohensalza, Wapno usw.

Beachtenswert ist, daß die Salzpfeiler oft in größerer Anzahl auf langen geraden Linien — wie Stille u. a. nachgewiesen haben, weit fortsetzenden Sattellinien — auftreten. So in der großen Magdeburg-Halberstädter Mulde, so auch im S von Hannover und in der Lüneburger Heide (Allerlinie). Lachmann hat diese Salzaufragungen als „Salzgeschwüre" oder „Ekzeme" bezeichnet. Sehr bemerkenswert ist weiter, daß nicht nur die Salzmasse selbst stark gefaltet, gestaucht und gepreßt zu sein pflegt, sondern daß auch die angrenzenden klastischen Sedimente oft in mannigfaltigster Weise zerrissen, zerstückt und ineinander und in das Salz geknetet worden sind. Es kommen förmliche Brekzien von Steinsalz, Hartsalz, Carnallit und Salzton vor, und ebenso in anderen Fällen Auswalzungen, Zusammenschiebungen zu liegenden Falten, Überschiebungen und Durchspießungen, die sich ganz den bekannten

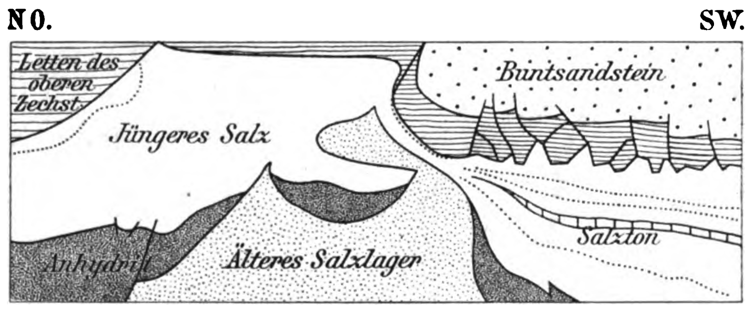


Fig. 216. Schnitt durch ein Stück des Salzlagers im Moltkeschacht unweit Schönebeck. Nach E. v. Seidl. Maßstab ungefähr 1 : 3000.

großen alpinen Zusammenschüben an die Seite stellen lassen. Unsere Fig. 216 gibt eine Vorstellung von einigen dieser Störungserscheinungen, die von Stille und nach ihm besonders von Rühle genauer verfolgt und dargestellt worden sind[1]).

Einfaltungen und Einpressungen von Salz auf Spalten in den oligozänen Kalisalzablagerungen des Oberelsaß sind neuerdings durch W. Wagner beschrieben worden[2]).

Zur Erklärung dieser Erscheinungen haben die einen chemisch-physikalische, die anderen tektonische Vorgänge herangezogen. Arrhenius und Lachmann haben darauf hingewiesen, daß die allmählich immer stärker werdende Überdeckung der Zechsteinschichten durch jüngere Sedimente und ihre damit verbundene Versenkung in tiefere heißere Erdräume mit Notwendigkeit zu Auflösungen, chemischen Umsetzungen und Volumänderungen der Zechsteinsalze führen mußte. Durch diese Umformungen, ebenso wie

[1]) H. Stille, Überfaltungserscheinungen im hannoverschen Salzgebirge. Jahresbericht d. Niedersächs. Geol. Ver. Hannover 1911. — Rühle, Ebenda 1913.

[2]) Wagner, Mitteil. d. Geol. Landesanst. Elsaß-Lothr., Bd. II, S. 135, 1916.

durch die spezifische Leichtigkeit des Salzes im Vergleich mit den klastischen Sedimenten, sei ein Aufstieg des Salzes eingeleitet worden, der sich durch lange geologische Perioden fortgesetzt habe. Danach würde also die eigentliche Ursache für das Aufdringen des Salzes in diesem selbst zu suchen sein, und darum spricht LACHMANN von dessen „Selbstauftrieb oder Autoplastie".

Dieser physikalisch-chemischen Theorie steht die durch STILLE, HARBORT und die Geologen der Berliner Landesanstalt vertretene tektonische gegenüber, nach welcher umgekehrt von außen her auf das Salzlager einwirkende Kräfte die Triebkraft für dessen Empordringen abgegeben hätten. In erster Linie käme dabei die Wirkung des tangentialen

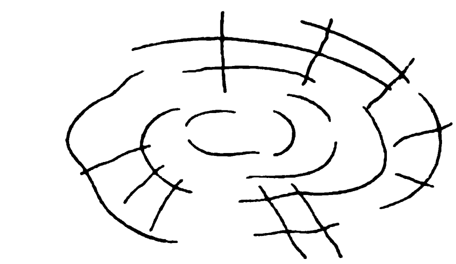


Fig. 217. Kesselbruch im Grundriß.

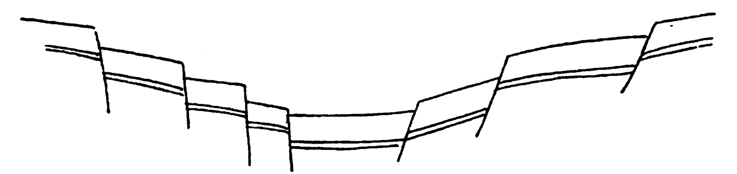


Fig. 218. Kesselbruch im Querschnitt.

Rindendrucks auf den Zechstein in Betracht. Er mußte um so mehr eine Aufpressung des Salzes auf Sattelspalten und seine Hindurchdrückung durch Lücken in der zersprengten hangenden Sedimentdecke verursachen, als das Salz (infolge seiner inneren Gleitfähigkeit nach kristallographischen Flächen) einen hohen Grad von Formbarkeit besitzt, die ihm bei anhaltendem Druck und höherer Temperatur eine große Beweglichkeit verleiht. Dies mußte besonders gegenüber der Starrheit der begleitenden Sedimente sehr ins Gewicht fallen, so daß SEIDL wohl ganz recht hat, wenn er den Hauptgrund für den eruptionsartigen Aufstieg des Salzes in der großen Ungleichartigkeit (Inhomogenität) in der Zusammensetzung der Schichtenfolge des Zechsteins und dem damit zusammenhängenden verschiedenen Verhalten von dessen einzelnen Gliedern gegenüber den faltenden Kräften erblickt.

β) Die Verwerfungen verlaufen konzentrisch-bogenförmig.

Dadurch entstehen die sogenannten **Kesselbrüche,** rundliche bis ovale Senkungsfelder, wie ein solches in Fig. 217 und 218 dargestellt ist. Sowohl

in Gebieten flachgelagerter Schichten als auch im Innern von Faltengebirgen sind sie nicht selten. Mit den konzentrischen sind fast immer Radialsprünge verbunden.

Als Beispiele seien genannt die Bruchfelder in der süddeutschen Malmtafel: das Nördlinger Ries — ein über 25 km Durchmesser besitzender

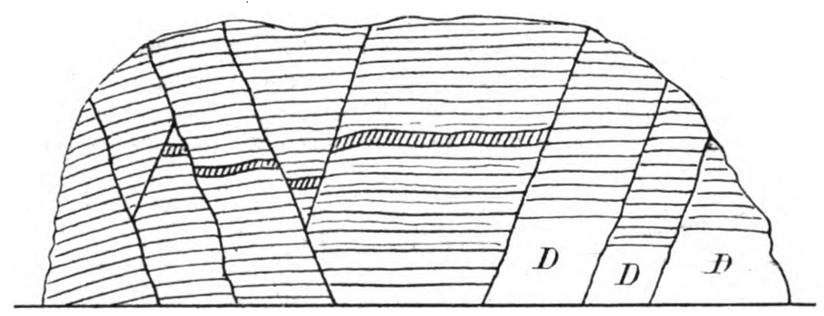


Fig. 219. Profil in einem Steinbruch oberhalb Weilburg. Nach A. STRENG. Die Hauptmasse ist Cypridinenschiefer, das gestrichelte Band eine anthrazitische Bank, *D* Diabaslager.

kreisförmiger Kessel, dessen Grund von miozänen Süßwasserkalken und kleinen Partien granitischer und jungvulkanischer Gesteine eingenommen wird, während seine in mehreren konzentrischen Staffeln abgesunkene Umwallung aus Weißjuraschichten besteht — und der Hegau nördlich Schaffhausen mit seinen berühmten Phonolith- und Basaltkegeln (Hohentwiel usw.),

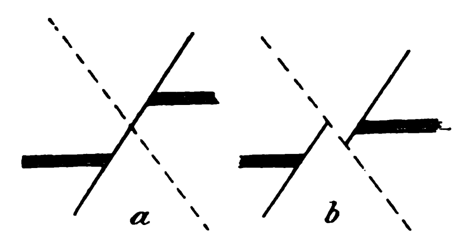


Fig. 220. Sprungdurchsetzung und -verwerfung.

deren Eruption nach den Fossilien der begleitenden Tuffe ebenfalls in die Miozänzeit fällt.

Die Einbrüche in den Alpen bei Wien und Graz bilden weitere Beispiele von kleineren Kesselbrüchen; größere dagegen das Walachische Tiefland, die nördliche Umrandung des Adriatischen Meeres, das sogenannte Periadriatische Becken, sowie das den größten Teil von Ungarn einnehmende Pannonische Senkungsfeld.

Auch die früher besprochenen tiefen kesselförmigen Einsenkungen im Mexikanischen Busen, im Malaiischen Meere (Banda-, Celebessee), im europäischen Mittelmeer und anderwärts dürfen als Kesselbrüche von zum Teil

sehr jungem Alter angesehen werden. Dies gilt besonders vom Pontus, der nach den Süßwasserkonchylien, die sich an seinem Grunde unter den rezenten Meeresabsätzen gefunden haben, erst in nachdiluvialer Zeit entstanden sein kann.

γ) Die Verwerfungen stoßen aneinander ab, ohne sich zu durchsetzen.

Ein sehr häufiger, durch Fig. 219 erläuterter Fall.

δ) Die Verwerfungen kreuzen einander.

In diesem Falle entstehen **Sprungkreuzungen** oder **-durchsetzungen**, eine sehr häufige, aus den Erfahrungen des Bergbaues wohlbekannte Erscheinung. Setzt ein Sprung durch eine bereits vorhandene Verwerfung hin-

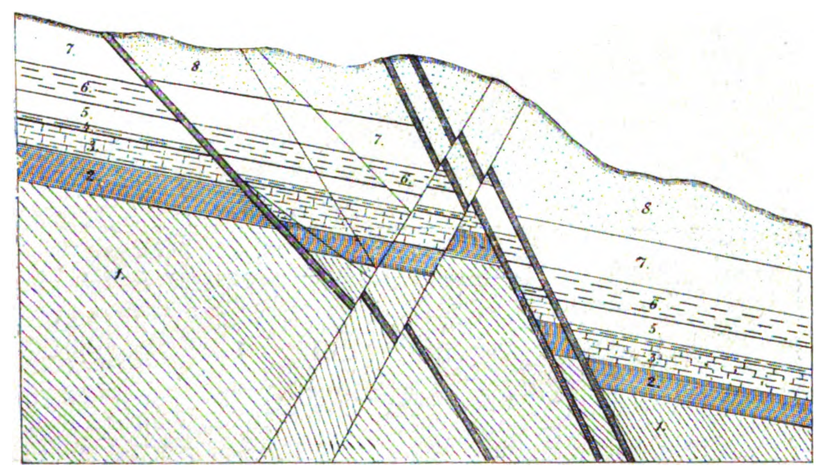


Fig. 221. Profil im Zechsteingebirge bei Stadtberge. (Aus den alten Akten der Berliner Bergakademie.)

1. ältere Tonschiefer, *2.* Kupferschiefer, *3.* Zechsteinkalk und -Dolomit, *4.* und *6.* Zechsteinletten, *5.* und *7.* Dolomiteinlagerungen, *8.* Buntsandstein.

durch, so ist damit häufig eine Verwerfung verbunden, wie Fig. 220 zeigt, wo *a* einen eine ältere Verwerfung kreuzenden Sprung und *b* deren abermalige Verwerfung durch diesen Sprung darstellt. Es liegt auf der Hand, daß derjenige Sprung (oder Gang), der einen anderen verwirft, der jüngere sein muß. So muß in Fig. 221 das nach links einfallende Sprungsystem, weil es die nach rechts einfallenden Gänge verwirft, jünger sein als diese.

Erwägt man, wie groß die verworfenen und überschobenen Schollen oft sind und welche Beträge die Verschiebungen erreichen können, so wird man von vornherein erwarten, daß die durch diese Bewegungen ausgelösten

Druckkräfte die der Dislokationsspalte benachbarten Gesteine oft stark werden beeinflussen müssen. Und in der Tat sind die Spuren eines solchen Einflusses auf Schritt und Tritt wahrnehmbar.

Eine erste häufige Wirkung der Reibung der Gesteinsschollen gegeneinander bildet die Glättung der Spaltenwandungen. Es entstehen dadurch oft spiegelglatte Polituren, die vom deutschen Bergmann seit alter Zeit als Harnische oder Reibungsspiegel bezeichnet werden. Häufig

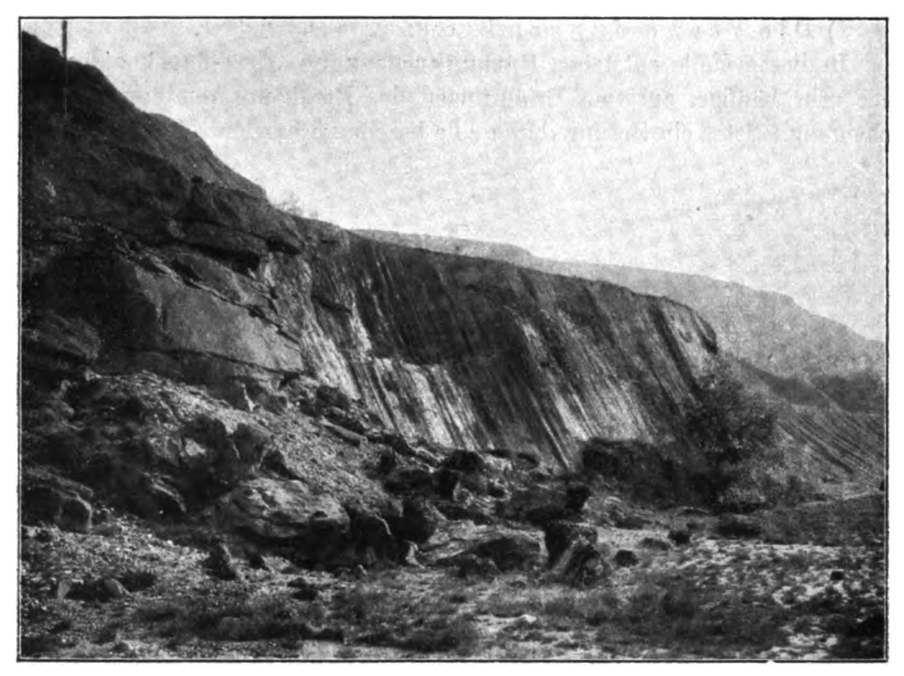


Fig. 222. Große Rutschfläche im mittleren Buntsandstein. Mechernich. P. G. Krause phot.

sind die geglätteten Flächen zugleich mit parallelen Streifen oder Riefen, sogenannten Rutschstreifen bedeckt, aus deren Richtung sich die Richtung der stattgehabten Verschiebung erkennen läßt. In der Regel verlaufen sie steil bis senkrecht; indes kommen auch flache, auf wagrechte Bewegungen hinweisende Rutschstreifen vor.

Neuere Arbeiten von Schülern W. Salomons[1]) sowie von Joh. Walther haben gelehrt, daß flache bis wagrechte Rutschstreifen viel häufiger vorkommen, als man früher annahm. Dies gilt auch für das Schollenland. Am

[1]) Lind, Geologische Untersuchung der Beziehungen zwischen Gesteinsspalten usw. bei Heidelberg. Verh. d. Nat.-Med. Ver. in Heidelberg, Neue Folge, Bd. XI, 1910. — Dinu, Beziehungen zwischen Gesteinsspalten usw. im östlichen Pfälzerwalde. Diss. Heidelberg 1912.

Rheintalgraben überwiegen die flachen Rutschstreifen über die steilen[1]). Zuweilen findet man auf der Rutschfläche zwei oder mehrere Systeme von Streifen, ein deutlicher Beweis, daß mehrere verschieden gerichtete Bewegungen stattgefunden haben. So treten z. B. auf den zahlreichen steil fallenden Rutschflächen, die den Buntsandstein der Gegend von Marburg durchziehen, gar nicht selten neben einem Hauptsystem von senkrechten Rutschstreifen noch andere auf, die mehr oder weniger wagrecht verlaufen.

Eine andere hierhergehörige Erscheinung besteht in der Zertrümmerung, Zerquetschung und Zermalmung der Gesteine längs der Dislokationsspalten. Bildeten diese offene Klüfte, so wurden die Spalten mit gröberen oder feineren Brocken des Nebengesteins ausgefüllt, die ein Haufwerk von Trümmern bilden würden, wenn nicht spätere Mineralinfiltrationen (besonders von Quarz und Kalkspat) die ganze Masse verkittet und in eine feste Brekzie verwandelt hätten. Es sind das die früher als Reibungsbrekzien,

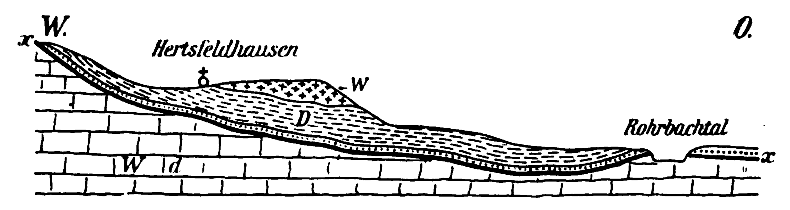


Fig. 223. Überschiebung von Dogger auf Malm (weißer Jura δ) bei Hertsfeldhausen (unweit Nördlingen) mit moränenartiger Zwischenlage und sogenannten Buchberggeröllen auf der Überschiebungsfläche. Nach W. v. Knebel.
D Dogger, *W* Weißjura, *x* Dislokationsbrekzie.

jetzt als Dislokationsbrekzien bezeichneten Bildungen. Sie sind in allen von größeren Verwerfungen durchsetzten Gesteinsmassen eine häufige Erscheinung. Ein gutes Beispiel bietet der „Feldbiß", eine gewaltige, 12 bis über 80 m breite, steil einfallende Querspalte im Steinkohlengebirge der Gegend von Aachen, die ganz mit solcher Brekzie, aber auch Geröllen tertiären oder noch jüngeren Alters ausgefüllt ist.

Als ein anderes ähnliches Vorkommen sei genannt die Füllmasse der großen, die älteren Gesteine des Schwarzwaldes gegen die abgesunkenen Trias- und Juraschichten des Rheintals begrenzenden Spalte in der Gegend von Kandern: eine grobe, hauptsächlich aus scharfkantigen, durch Kalkspat verkitteten Bruchstücken von Trochiten- und Doggerkalk bestehende Brekzie.

In anderen Fällen ist durch stärkere Zermalmung des Nebengesteins eine tonige oder schiefrige, die Bruchspalten erfüllende Masse entstanden. Hierher gehört der sogenannte Gangtonschiefer der Clausthaler Erzgänge und das Füllmaterial der „faulen Ruscheln" von St. Andreasberg

---

[1]) W. Salomon, Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen usw. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1911.

(der bis 60 m breiten Verwerfungsspalten bzw. Zertrümmerungszonen, welche die silbererzführenden Gänge jener Gegend im N und S begrenzen). Auch im Przibramer Bergwerksdistrikt und an vielen anderen Orten kommen ähnliche Spaltenausfüllungen vor.

Auch an der Basis größerer Überschiebungsschollen sind die Gesteine oft stark gestaucht und zu wirren Falten zusammengeschoben. Ein gutes Bei-

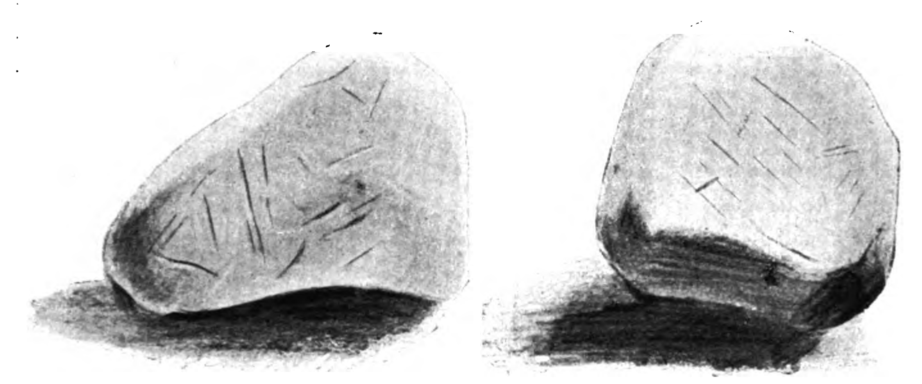


Fig. 224. Tektonisch gekritzte (sogenannte Buchberg-) Gerölle von Hertsfeldhausen. Urstücke im Marburger Geolog. Museum.

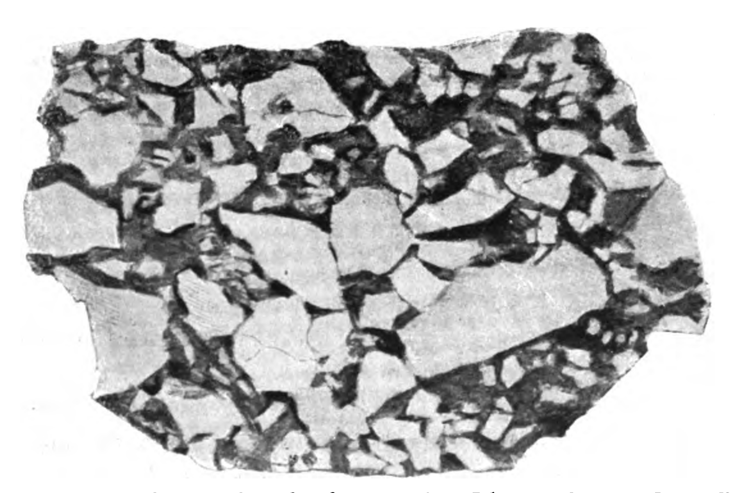


Fig. 225. Dislokationsbrekzie, bestehend aus weißem Rhät- und rotem Liaskalk. Sonnwendgebirge. Nach FR. WÄHNER.

spiel bildet A. HEIMS „Lochseitenkalk"[1]: ein stark gefältelter, mit Knetstruktur versehener Weißjurakalk, der im Kanton Glarus im Gebiete der sogenannten Glarner Doppelfalte unter der mächtigen Überschiebungsdecke von Verrucano liegt (vgl. Fig. 170, S. 252).

---

[1]) HEIM, Mechanismus der Gebirgsbildung. I, S. 138.

An anderen Stellen ist am Grunde der überschobenen Decke ein toniges, mit Gesteinsbrocken erfülltes, schichtungsloses, mehr oder weniger an eine Grundmoräne erinnerndes Gebilde entstanden. So bei den merkwürdigen Überschiebungen in der Umgebung des Nördlinger Rieses. Bei Hertsfeldhausen z. B. beobachtet man zwischen der überschobenen Doggerdecke und dem Malm überall ein solches grundmoränenartiges, von einigen Geologen in der Tat als diluviale Moräne gedeutetes Gebilde[1]) (x in Fig. 223). Der Irrtum war in diesem Falle um so verzeihlicher, als die Oberfläche des Malms an vielen Stellen ganz ähnliche Glättungen und Schrammen zeigt wie der Untergrund vieler Gletscher, und auch die in der tonigen Masse eingebetteten miozänen Gerölle (die sogenannten Buchberggerölle)[2]) eine ähnliche Kritzung besitzen wie viele Moränengeschiebe. Alle diese Erscheinungen haben aber in Wirklichkeit nichts mit Gletschern zu tun. Sie sind pseudoglazial und nur aus dem ungeheuren Druck zu erklären, den die über den Malm fortgleitende Doggerscholle auf ihre Unterlage ausgeübt hat.

Solche „tektonisch" gekritzte Geschiebe sind auch anderwärts bekannt, z. B. im stark dislozierten Gebiete von Bex in der Westschweiz.

Lagerung zweier oder mehrerer Schichtenfolgen zu einander.

So verschieden auch im einzelnen die Lagerungsbeziehungen zweier Schichtenreihen zueinander sein können, so läßt sich doch in dieser Hinsicht stets ein zweifaches Verhalten unterscheiden, nämlich 1. die gleich-

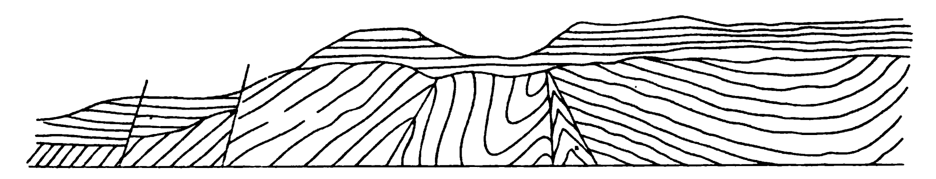


Fig. 226. Diskordante Auflagerung des Zechsteins auf oberdevonischen Kalkschiefern. Bohlen bei Saalfeld.

förmige oder konkordante oder 2. die ungleichförmige oder diskordante Lagerung.

Zwei gleichförmig oder konkordant (normal) gelagerte Schichtenfolgen besitzen übereinstimmende Lagerung, d. h. gleiches Streichen und Fallen. Es ist dabei einerlei, ob die beiden Schichtenfolgen horizontal liegen oder ob sie aufgerichtet, gefaltet oder sonstwie gestört sind; nur muß im letzten Falle die Art der Störung bei beiden die gleiche sein.

---

[1]) Vgl. W. v. Knebel, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1902, S. 56.

[2]) Branco u. Fraas, Das vulkanische Ries usw. Abh. d. Berl. Akad. d. Wiss. 1901.

Man kann als Regel annehmen, daß eine Schichtenreihe, die gleichförmig über einer anderen liegt, unmittelbar nach dieser und gewöhnlich auch unter ähnlichen Umständen abgelagert wurde. So verhält

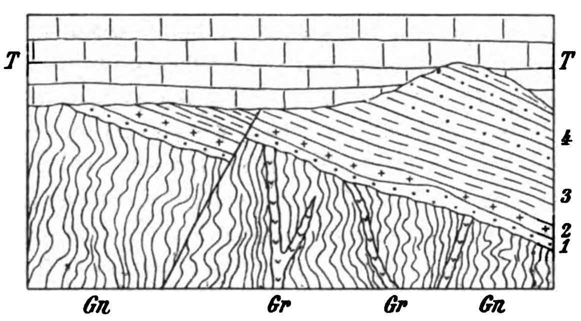


Fig. 227. Profil im Koloradocañon unweit der Mündung des sogenannten Kongreßcañons. Nach Karl Gilbert.
Gn Gneis mit Granitgängen (*Gr*), *1—4* Algonkium, *T* unterkambrischer Sandstein.

es sich mit den drei Hauptabteilungen unseres Juras, Lias, Dogger und Malm: alle drei liegen wesentlich gleichförmig übereinander. Jede Schichtenfolge ist ohne größere Unterbrechung des Gesteinsabsatzes und unter wesentlich ähnlichen Bedingungen entstanden.

Dieser Satz hat in den meisten, aber nicht in allen Fällen Gültigkeit. So werden nach Richthofen in einem großen Teile von Nordchina Schichten

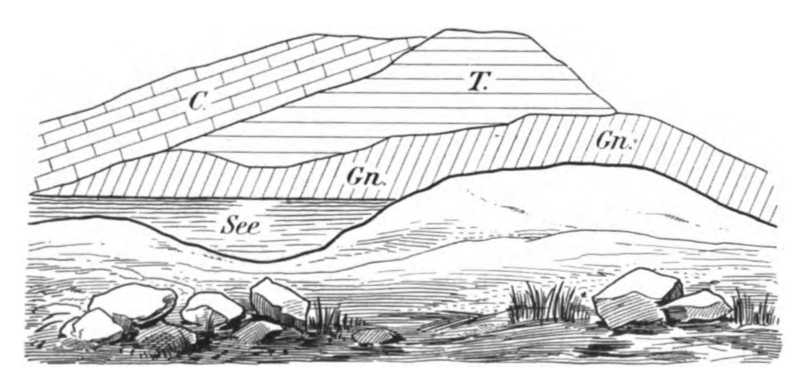
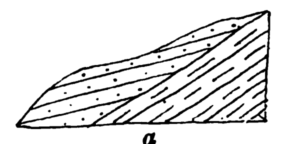


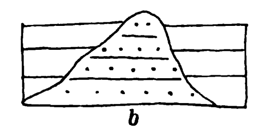
Fig. 228. Profil am Loch Assynt (Nordwestschottland) zur Veranschaulichung der großen Diskordanz zwischen Gneis (*Gn.*) und algonkischem Torridonsandstein (*T.*) und zwischen diesem und dem Kambrium (*C.*).

kambrischen Alters unmittelbar von Kohlenkalk überlagert, ohne daß zwischen beiden im Alter so verschiedenen Bildungen eine Diskordanz wahrnehmbar wäre; und ebenso liegen in der Gegend von Moskau über nahezu söhligen Karbonmergeln anscheinend völlig gleichförmig jurassische (Kellaway-) Mergel. Trotz des großen Altersunterschiedes sind beide Gesteine

einander petrographisch so ähnlich, daß Trautschold keine Grenze zwischen ihnen sah und jurassische Versteinerungen als karbonisch beschrieben hat[1]).

Bei ungleichförmiger oder diskordanter Lagerung dagegen hat ein jedes Schichtensystem seine besondere, von der des anderen verschiedene Lagerung. Am auffälligsten ist dieser Unterschied dann, wenn das ältere Schichtensystem steil aufgerichtet oder gefaltet ist, das jüngere aber mit flacher Lagerung auf den Schichtenköpfen des älteren aufruht





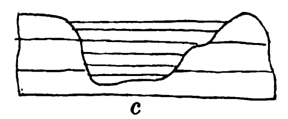


Fig. 229. Verschiedene Arten von Diskordanz.

(Fig. 227 u. 228). Es ist das die sogenannte Winkel- oder Schichtungsdiskordanz. Aber auch in Fig. 224 *a* tritt die Ungleichförmigkeit der Lagerung noch deutlich genug hervor. Wenn dagegen die Schichten des älteren Systems riffartig in die jüngere Schichtenfolge hineinragen — wie es nach Uhlig bei den oben (S. 261) erwähnten Karpathischen Klippen der Fall ist (Fig. 229 *b*) — oder wenn umgekehrt die jüngere Schichtenmasse in beckenförmigen Einsenkungen der älteren liegt — wie nach Quenstedt die Krebs-

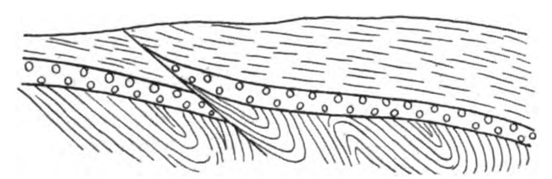


Fig. 230. Diskordante Auflagerung von bunten Gedinneschiefern und ihrem Grundkonglomerat auf gefaltetem Kambrium. Wesertal oberhalb Eupen. Nach E. Holzapfel.

scherenplatten des schwäbischen weißen Juras in atollähnlichen Vertiefungen der nächstälteren Jurastufe (Fig. 229 *c*) — so sind zur Erkennung der Diskordanz schon feinere und ausgedehntere Beobachtungen erforderlich.

Im Gegensatz zu Konkordanzen weisen Diskordanzen stets darauf hin, daß die Bildung der älteren und der jüngeren Schichtenfolge durch eine größere Pause getrennt war, in die die Faltung und teilweise Abtragung der älteren Gesteinsreihe fällt. Manchmal sind nicht bloß eine, sondern mehrere Diskordanzen vorhanden. So wird in dem Fig. 228 dargestellten Falle nicht nur der archäische Gneis ungleichförmig von Algonkium überlagert, sondern ebenso dieses von Kambrium.

[1]) Ein prächtiges photographisches Bild eines ähnlichen Beispiels aus Tennessee findet man bei Ch. Schuchert, Paleogeography of North America. Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. 20, t. 47, 1908.

Es kommt aber auch vor, daß die zwischen zwei Gesteinsfolgen zu beobachtende Diskordanz nicht mit tektonischen Störungen zusammenhängt, die nach Ablagerung der älteren Schichtenreihe eintraten, sondern vielmehr damit, daß die ältere Reihe nach ihrer Erhebung über den Meeresspiegel einer längeren Abtragung ausgesetzt war. Im Unterschiede zur Schichtungsdiskordanz bezeichnet man diese Art von ungleichförmiger Auflagerung als Erosionsdiskordanz (Fig. 231). In Deutschland ist sie besonders zwischen den tertiären Ablagerungen und ihrer Unterlage (Kreide, Jura, Trias usw.) zu beobachten; örtlich aber auch — so in der Trierschen Bucht — zwischen Buntsandstein und Rotliegendem (bei völliger Abwesenheit des Zechsteins). Häufig liegen in solchen Fällen beide Schichtenfolgen ganz oder nahezu wagrecht. Verfolgt man aber ihre Trennungslinie, so zeigt sich, daß

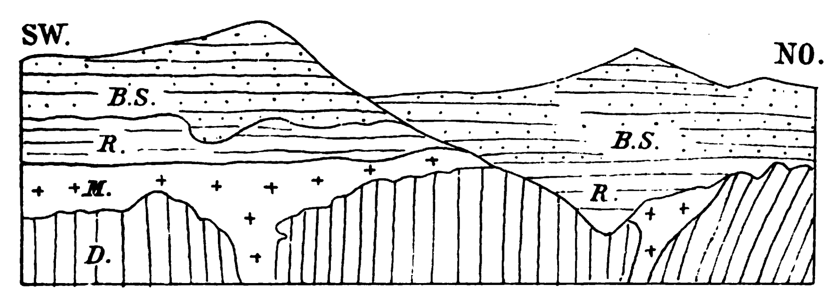


Fig. 231. Profil zur Veranschaulichung der Erosionsdiskordanz zwischen Buntsandstein und Rotliegendem bei Sénones am Westabhange der Vogesen. Nach Vélain.
B.S. Buntsandstein, *R.* Rotliegendes, *M.* Melaphyr, *D.* devonische Schiefer.

diese nicht der Schichtung parallel verläuft, sondern sich bald senkt, bald ansteigt, so daß nicht überall genau dieselben Schichten des älteren und jüngeren Systems übereinanderliegen.

An die diskordante schließt sich die übergreifende oder transgredierende Lagerung (Transgression der Schichten — engl. „overlap"). Sie besteht darin, daß eine Schichtenreihe über das Verbreitungsgebiet einer zweiten, älteren, sie gleichförmig unterlagernden Reihe hinübergreift, so daß sie auf weitere Erstreckung unmittelbar einer dritten, noch älteren, meist abweichend gelagerten Gesteinsfolge aufruht. So liegt z. B. das Rotliegende des Saargebietes übergreifend auf den es gleichförmig unterlagernden Schichten des Saarbrücker Steinkohlengebirges, so daß es im N unmittelbar auf älteren gefalteten Schichten des Hunsrücks aufruht (Fig. 235).

Transgressionen sind eine ebenso verbreitete wie wichtige geologische Erscheinung. Sie weisen, insofern es sich um Meeresablagerungen handelt, stets darauf hin, daß nach Bildung des älteren Schichtensystems eine Über-

flutung der Ränder des Ablagerungsbeckens oder, mit anderen Worten, eine Landeinwärtsverlegung der Grenze zwischen Meer und Land eintrat, was zur Folge hatte, daß die jüngere Schichtenreihe über ein größeres Gebiet abgesetzt wurde als die ältere.

Sehr sorgfältige Beobachtungen über übergreifende Lagerung hat A. Grabau an den paläozoischen Ablagerungen des Staates Neuyork angestellt[1]).

Er bezeichnet einen häufigen Fall der Überflutung eines einsinkenden Festlandes durch das eindringende Meer als „regular progressive overlap". Man erkennt diese Art von Transgression auch da, wo keine Winkeldiskordanz wahrzunehmen ist, daran, daß 1. die übergreifende Schichtenfolge an verschiedenen Punkten mit verschiedenen Gliedern beginnt — so bei *I* in Fig. 232

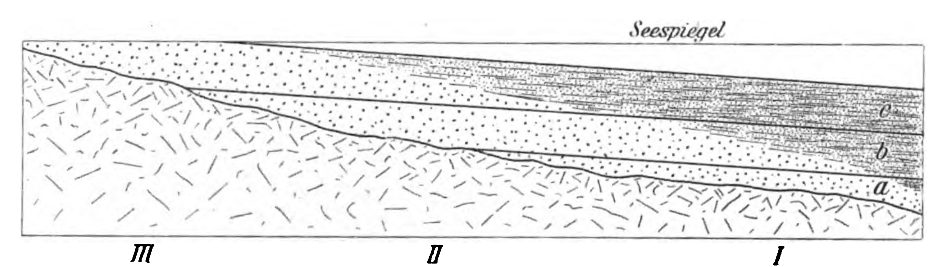


Fig. 232. Allmähliches Übergreifen mariner Schichten auf ein sinkendes Land. Nach A. Grabau.

mit *a*, bei *II* mit *b*, bei *III* mit *c* usf. —, und daß 2. die die übergreifende Serie einleitende sandige Grundschicht *a* allmählich immer weiter in das ehemalige Festland eindringt, um indes mit zunehmender Entfernung von der Küste allmählich tonigen Ablagerungen (*b*) Platz zu machen, in welche die Schichtenfolge nach dem Hangenden zu allenthalben übergeht.

Anders gestalten sich die Verhältnisse, wenn sich infolge des Aufsteigens des Landes (oder einer Senkung des Meeresspiegels) die See zurückzieht — was Grabau als „regressive overlap" oder „off-lap" bezeichnet. Der ehemals schmale sandige Küstengürtel breitet sich in diesem Falle seewärts aus, um als „Emergenzdecke" immer weiter über die früher gebildeten Marinablagerungen fortzugreifen (Fig. 233).

Einigermaßen ähnlich verhält es sich in dem Falle, den Grabau als Ersatzübergreifen (replacing overlap) bezeichnet, nämlich da, wo infolge eines Rückzuges der See ästuarine oder fluviatile Ablagerungen sich über die vorher entstandenen marinen Absätze ausbreiten (Fig. 234). Das Übergreifen der nichtmarinen Catskillschichten des Staates Neuyork über das gleich-

[1]) Grabau, Types of sedimentary overlap. Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. 17, 1906. — Derselbe, Principles of stratigraphy. New York 1913.

altrige rein marine Chemung bietet ein bekanntes devonisches Beispiel für diese Art von Transgression.

Betreffs weiterer Formen übergreifender Lagerung muß auf die angegebenen Arbeiten des genannten Verfassers verwiesen werden.

Eine der größten und auffallendsten Transgressionen ist die der oberen Kreide, welche überall eine viel größere Verbreitung besitzt als die untere

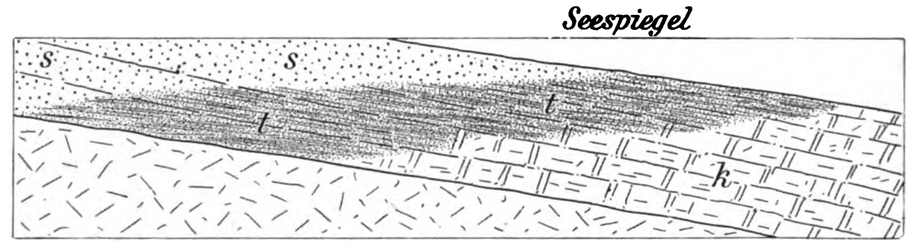


Fig. 233. Übergreifen sandiger (*s*) über früher gebildete tonige (*t*) und kalkige (*k*) Schichten infolge von Meeresrückzug. Nach GRABAU.

Kreide. Damit zusammenhängend ruht sie nicht nur in Deutschland[1]) und anderen Ländern Europas, sondern auch in ganz Asien, Nord- und Südamerika und Afrika vielfach unmittelbar weit älteren Gesteinen auf. Wir

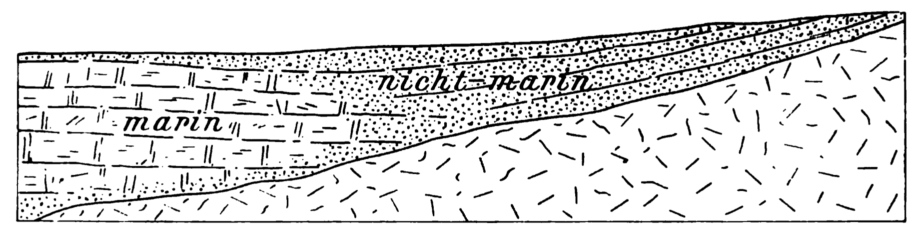


Fig. 234. Übergreifen nichtmariner über marine Ablagerungen als Folge des Zurückweichens der See. Nach GRABAU.

haben es hier mit einer fast über die ganze Erde zu verfolgenden Überflutung der damaligen Festländer zu tun.

Eine andere bedeutende Transgression ist die mitteldevonische; weitere die jünger-jurassische, die senone, die eozäne, die mitteloligozäne usw. Auch das Rotliegende liegt in Westeuropa transgredierend über dem Karbon; und zwar hielten die Transgressionen während der ganzen Dauer seiner Ablagerung an, so daß jede jüngere Stufe über die nächstältere überzugreifen pflegt (Fig. 235).

---

[1]) So liegt sie z. B. bei Essen unmittelbar auf karbonischen Schichten, bei Dresden und Regensburg unmittelbar auf Urgebirge.

Die sorgfältige Ermittlung und Verfolgung der Diskordanzen bildet eine der wichtigsten Aufgaben der stratigraphischen Geologie. Solchen Ermittlungen haben wir es in erster Linie zu verdanken, wenn wir heute zu einer nahezu lückenlosen zeitlichen Reihenfolge der geologischen Formationen, Stockwerke und Stufen gelangt sind.

An keinem Punkte der Erde nämlich liegt die g a n z e Reihe der Formationen vollständig übereinander, vielmehr finden wir allenthalben nur eine verhältnismäßig kleine Zahl von Formationen oder Formationsabteilungen vertreten, während die übrigen fehlen. Gesetzt nun, wir hätten in einer Gegend die Folge *a . . d e . g*, so steht zu erwarten, daß genauere Beobachtungen das Vorhandensein von Diskordanzen zwischen *a* und *d* und ebenso zwischen *e* und *g* dartun werden. Wie aber oben ausgeführt ist, weisen Diskordanzen stets auf Unterbrechungen im Schichtenabsatz hin, und es wird daher die Aufgabe entstehen, durch Beobachtungen in anderen Gegenden, in denen die Sedimentation nach Ablagerung von *a* und *e* ungestört weiterging, die Lücken zwischen *a* und *d* und *e* und *g* auszufüllen. Gelingt es, in einer zweiten Gegend die Folge *a b c d*, in einer dritten die Reihe *e f g* zu ermitteln, so werden wir aus diesen Beobachtungen die lückenlose Folge von *a* bis *g* zusammenstellen können.

Aber auch für die Altersbestimmung von Bodenbewegungen und insbesondere von Gebirgserhebungen bietet uns die Beachtung der Diskordanzen ein wertvolles Hilfsmittel.

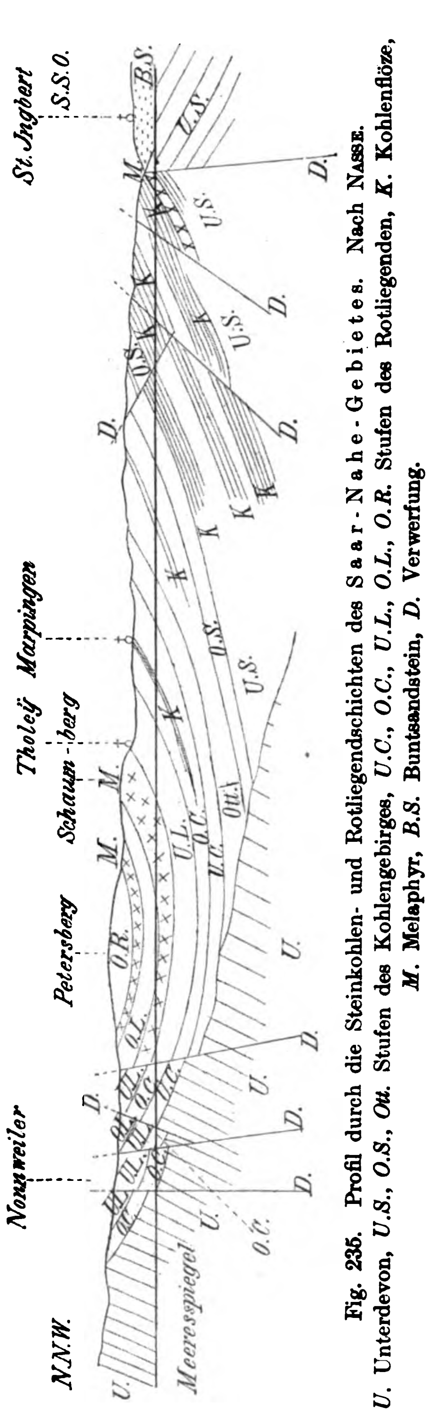


Fig. 235. Profil durch die Steinkohlen- und Rotliegendschichten des S a a r - N a h e - G e b i e t e s. Nach NASSE. *U.* Unterdevon, *U.S.*, *O.S.*, *Ott.* Stufen des Kohlengebirges, *U.C.*, *O.C.*, *U.L.*, *O.L.*, *O.R.* Stufen des Rotliegenden, *K.* Kohlenflöze, *M.* Melaphyr, *B.S.* Buntsandstein, *D.* Verwerfung.

So ist klar, daß wenn wir am Fuß eines Gebirges *A* (Fig. 236) ein erstes Schichtensystem *B* aufgerichtet, darüber aber ein zweites *C* in ungestörter Lagerung antreffen, wir daraus werden schließen müssen, daß zur Zeit der Erhebung des Gebirges zwar das System *B* vorhanden war, aber noch nicht das System *C*, da dieses sonst ebenfalls von der aufrichtenden Bewegung hätte ergriffen werden müssen. Daraus folgt aber weiter, daß die Erhebung unseres Gebirges in die Zeit nach Ablagerung der Schichtenfolge *B* und vor Ablagerung von *C* hineinfallen muß. Je näher das jüngste dislozierte und das älteste nicht dislozierte Schichtenglied einander im Alter stehen, desto schärfer wird diese Altersbestimmung sein. Besteht z. B. *B* aus miozänen, *C* dagegen aus diluvialen Schichten, so würde die Erhebung des Gebirges in die Zeit zwischen Miozän und Diluvium oder in die Pliozänzeit fallen. So verhält es sich für die Alpen und das Schweizer Juragebirge, an deren Rand die miozänen Konglomerate vielfach steil aufgerichtet sind, während die Diluvialschichten überall wesentlich ungestört liegen.

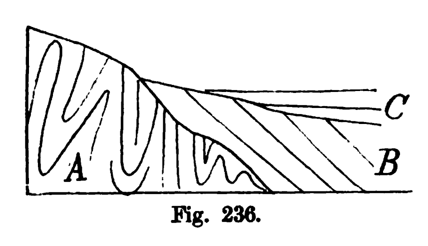


Fig. 236.

Auch für die meisten anderen Kettengebirge der Erde hat man durch ähnliche Beobachtungen festgestellt, daß ihre Entstehung in die Tertiärzeit fällt, daß sie also, geologisch gesprochen, sehr jung sind. Nur wenige Hochgebirge scheinen davon eine Ausnahme zu machen. So der Kwenlun, an dessen Aufbau, abweichend nicht nur von den Alpen, sondern auch vom Himalaya, keinerlei mesozoische oder tertiäre Gesteine beteiligt sind.

Aber auch viele niedere Gebirge, wie der Harz, sind — wenigstens in ihrer heutigen Gestalt — ziemlich neue Erscheinungen. Die Tatsache nämlich, daß an seinem Nordrande alle mesozoischen Formationen mit Einschluß der Kreide sich in überkippter Stellung befinden und erst das Miozän eine wenig gestörte Lagerung zeigt, weist darauf hin, daß auch der Harz im wesentlichen erst in tertiärer Zeit herausgehoben wurde[1]).

Wir sagten: der Harz in seiner heutigen Gestalt. Denn es ist nicht außer acht zu lassen, daß die Gebirge in den meisten Fällen ihre Entstehung nicht einer einzigen Erhebung, sondern verschiedenartigen, über lange Perioden verteilten Bodenbewegungen verdanken.

So läßt unser Profil Fig. 138 (S. 234) durch seine drei deutlich hervortretenden Diskordanzen erkennen, daß die Schichten des westlichen Alpengebietes drei Hauptfaltungen erfahren haben: 1. die kaledonische, die gewöhnlich in vordevonische Zeit versetzt wird und den Zusammenschub der

[1]) Nach H. Stille (Zentralbl. f. Min. 1909, S. 270) fällt die Haupterhebung des Harzes in die jüngere Kreidezeit, während die tertiären Bewegungen des Gebirges nur schwächere Nachklänge der kretazischen gewesen sein sollen.

archäischen und eozoischen Gesteine bewirkt hat, 2. die spätkarbonische oder vorpermische, die an den Dents de Morcles die V-förmige Karbonmulde in die kristallinen Schiefer eingefaltet hat, und endlich 3. die tertiäre oder alpine Hauptfaltung, die schon vor dem Miozän einsetzte, aber erst während dieses ihre volle Kraft entfaltet und in den Dinarischen Alpen und in Bosnien bis ins Pliozän fortgewirkt hat.

Auch die Schichten, die den Kern des Harzes, des südlichen Thüringer und Frankenwaldes, des Rheinischen Schiefergebirges, des Schwarzwaldes

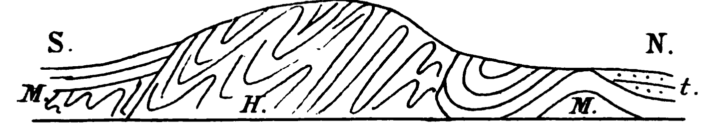


Fig. 237. Tektonische Grundlinien des Harzes und seiner Umgebung. *H.* ältere Harzschichten, *M.* permische und mesozoische Gesteine, *t.* Miozän.

und anderer deutscher Mittelgebirge bilden, erfuhren ihre Auffaltung schon in der jüngeren Karbonzeit, ja zum Teil sogar schon in der Devonzeit, während die Ausgestaltung des Harzes, des Schwarzwaldes usw. zu selbständigen Gebirgen in eine viel spätere Zeit fällt[1]).

[1]) Wie später, in dem die Gebirgsbildung behandelnden Abschnitte ausgeführt werden soll, sind alle jene Gebirge nur als die letzten Reste eines gewaltigen ehemaligen Kettengebirges zu betrachten, welches Suess als variszisches Gebirge bezeichnet.

Zweite Hauptabteilung.

Dynamische Geologie.

Die dynamische Geologie bildet denjenigen Teil der allgemeinen Geologie, der sich mit den geologischen Vorgängen der Gegenwart beschäftigt und im Anschluß daran die der Vorzeit zu erklären sucht. Wie schon in der Einleitung dieses Buches ausgeführt, lassen sich die geologischen Vorgänge in die beiden Klassen der exogenen und der endogenen einteilen. Die exogenen Erscheinungen sind Wirkungen von Kräften, die nicht von der Erde, sondern von anderen Weltkörpern, namentlich von Sonne und Mond ausgehen; die endogenen dagegen stellen Äußerungen von Kräften dar, die ihren Sitz und Ursprung im Erdkörper selbst haben. Man könnte daher diese auch als tellurisch, jene als kosmisch bezeichnen.

Man hat sehr richtig hervorgehoben, daß diese beiden Gruppen von Vorgängen widerstreitender Natur sind. Faßt man nämlich die Wirkungen der exogenen Kräfte zusammen, so zeigt sich, daß sie hauptsächlich darin bestehen, unablässig das Material höher gelegener Punkte abzutragen, um es nach tieferen Punkten zu führen und dort abzulagern. Ihre Tätigkeit ist daher eine einebnende. Wären die exogenen Kräfte allein vorhanden, so würden schließlich alle Hervorragungen des Festlandes abgetragen und alle Vertiefungen der Erdkruste ausgefüllt werden. Dieser ausgleichenden Wirkung arbeiten aber die endogenen Kräfte beständig entgegen, indem Vulkanausbrüche, säkulare Hebungen und Senkungen, Faltenbildung und Verwerfungen dahin wirken, die Unebenheiten der Erdoberfläche wiederherzustellen.

Die jeweilige Beschaffenheit der Erdoberfläche läßt sich als eine Art Gleichgewichtszustand zwischen jenen beiden widerstreitenden Wirkungen auffassen — allerdings ein Gleichgewichtszustand, der fortwährend kleinere oder größere Störungen erleidet.

Wir beginnen mit der Betrachtung der exogenen Vorgänge, deren Verständnis leichter ist und deren Ursachen jedenfalls weit klarer zutage liegen als die der endogenen.

Exogene Vorgänge.
(Äußere Dynamik.)

So mannigfaltig die hierhergehörigen Vorgänge auch sind, so lassen sie sich doch, wie schon in der Einleitung hervorgehoben, fast alle auf eine und dieselbe Grundursache, nämlich die Erwärmung der Erdoberfläche durch die Sonne zurückführen. Die Sonnenstrahlung und die Umsetzung der Sonnenenergie ist es, die den Kreislauf des Wassers auf der Erde und damit die Erosion, die hydrochemischen Vorgänge und die Verwitterung hervorruft, ebenso wie sie die Meeresströmungen und die Küstenbrandung, die Bewegungen des Luftkreises und das organische Leben erzeugt. Gegenüber diesen mächtigen Wirkungen der Sonne tritt der Einfluß des Mondes auf die Erdoberfläche, der sich bekanntlich vor allem in den Gezeiten äußert, sehr in den Hintergrund.

Wenn übrigens soeben vom nie ruhenden Kreislauf des Wassers auf der Erde die Rede war, so muß hervorgehoben werden, daß dies zwar der bedeutsamste, aber keineswegs der einzige derartige exogene Kreislauf ist. Neben ihm gibt es noch sehr viele andere. Ja man kann sagen, daß eigentlich alle Stoffe der Erde einem fortwährenden, wenn auch oft langsamen Kreislaufe unterworfen sind, wie dies G. Linck[1]) in einem schönen Vortrage ausgeführt hat. Dafür nur einige wenige Beispiele.

Der Kohlenstoff ist der Hauptnahrungsstoff der Land- und Wasserpflanzen. Wie zuerst Liebig nachwies, wird er der CO_2 der Luft entnommen, die nach Engler davon 50mal mehr enthält, als die Pflanzen brauchen. Diese zerlegen die CO_2, halten den Kohlenstoff zum Aufbau ihrer Körper zurück und hauchen den Sauerstoff aus. Dieser aber wird von der Tierwelt aufgenommen, die damit ihre Nahrung verbrennt und in Form von Kohlensäure wieder in die Atmosphäre zurückgelangen läßt, womit dieser Kreislauf geschlossen wäre. Aber auch der nicht unwesentliche Teil des im Pflanzenkörper aufgespeicherten Kohlenstoffs, der zur Bildung von Mooren und Kohlenlagern verwandt wird, bleibt nicht für immer im Schoße der Erde

[1]) Linck, Kreislaufvorgänge in der Erdgeschichte. Rektoratsrede. Jena 1912.

ruhen. Er gelangt vielmehr, wenn auch vielleicht erst nach langen geologischen Perioden, durch Dislokationen wieder an die Erdoberfläche, wo die Kohle sich zersetzt oder verbrannt wird, um in Gestalt von CO_2 wieder der Atmosphäre zurückgegeben zu werden.

Außer der CO_2 braucht die Pflanze auch Phosphor, Kalium, Kalzium und Magnesium, die der Erdrinde, sowie Stickstoff, der der Luft entnommen wird. Nach dem Absterben der Pflanzen und der sich von ihnen nährenden Tiere zerfallen deren Körper wieder in einfache chemische Verbindungen und die aus dem Boden aufgenommenen Mineralstoffe werden aufs neue dem Kreislauf zugeführt.

In ähnlicher Weise sehen wir, wie die in die Erdrinde eindringenden Sickerwässer sich allmählich in salzige und saure Lösungen umwandeln. Durch die Quellen und Flüsse gelangen diese Lösungen in Seen und ins Meer. In den Seen geben sie in ariden Gebieten Veranlassung zur Entstehung von Salzlagern, im Meere bedingen sie den Salzgehalt aller sich dort bildenden Sedimente. Dieser Salzgehalt wird aber bei späterer Hebung der Sedimente wieder ausgelaugt, ebenso wie auch die Salzlager im Laufe nachfolgender geologischer Zeiten der Zerstörung anheimfallen und ihre Stoffe wieder dem Kreislauf dienstbar werden.

Auch die ungeheuren Gasmassen, die in der Urzeit der Erde unter dem Druck einer gewaltigen Atmosphäre vom Erdball absorbiert worden sind, H, C, N, Cl usw., werden durch Eruptionen allmählich wieder an die Erdoberfläche zurückgeführt und dem Kreislauf zurückgegeben. Ja, nach späteren Anschauungen von Ed. Suess würden sogar die Wässer der Ozeane zum großen Teil ein Ergebnis der allmählichen „Entgasung des erstarrenden Planeten“ darstellen.

Im folgenden sollen zuerst die geologischen Wirkungen der Atmosphäre, dann die des Wassers und des Eises und zuletzt die der Organismen behandelt werden. In einem Anhange soll schließlich in aller Kürze die Bildungsweise der durch exogene Vorgänge entstehenden Gesteine besprochen werden.

I. Geologische Wirkungen der Atmosphäre.

Auf die allgemeine Bedeutung der Atmosphäre als Bedingung für das organische Leben und als Trägerin und Vermittlerin des Kreislaufs des Wassers ist schon früher hingewiesen worden. Die geologischen Wirkungen der Atmosphäre sind teils c h e m i s c h e, teils m e c h a n i s c h e. Von chemischen Wirkungen kommt besonders der Gehalt der Luft an Wasser-

dampf, Kohlensäure und Sauerstoff in Betracht: jener als Quelle für die meteorischen Niederschläge und damit für die Wässer auf und unter der Erdoberfläche; Kohlensäure und Sauerstoff dagegen als wichtige Unterstützungsmittel des Wassers bei den Verwitterungs- und Zersetzungsvorgängen der Gesteine. Diese Vorgänge, ebenso wie die Tätigkeit der ober- und unterirdischen Wässer sollen erst später, bei den Wirkungen des Wassers besprochen werden. Wir haben uns daher hier nur mit der mechanischen Tätigkeit der Atmosphäre bekannt zu machen.

Lange Zeit wenig beachtet, ist die Bedeutung der fraglichen Vorgänge erst in den letzten Jahrzehnten mehr gewürdigt worden[1]). Wie bei den geologischen Wirkungen des Wassers, so lassen sich auch bei ihnen 1. zerstörende oder abtragende und 2. neubildende oder ablagernde Wirkungen auseinanderhalten. Im Unterschiede von der des Wassers wird die atmosphärische Abtragung und Ablagerung als äolisch oder auch als subaerisch bezeichnet.

1. Äolische Abtragung.

Es ist jedermann bekannt, daß schon ganz leichte Windstöße genügen, um den Staub emporzuwirbeln. Stärkere Winde vermögen Sandkörner, stürmische kleine Steinchen zu bewegen, und Orkane sind imstande faustdicke Stücke fortzuschleudern.

Im allgemeinen nimmt die Windstärke mit der Erhebung über den Meeresspiegel zu[2]). In den Alpen werden nicht selten ganze Wälder vom Sturme niedergeworfen. Die Dächer der Hütten müssen dort mit schweren Steinen belastet werden, um dem Winddruck widerstehen zu können, und oft erweist sich auch dieser Schutz als ungenügend. Es ist dort mehr als einmal vorgekommen, daß ganze Ortschaften durch Sturm zerstört worden sind. In den höheren Regionen des Hochgebirges herrschen häufig sehr heftige Winde, und daraus erklärt sich, daß dort alle durch Verwitterung, Frost usw. frei werdenden Gesteinstrümmer in die Tiefe geweht werden und die Hochgipfel selbst von Schutt so gut wie frei bleiben.

Viel stärker als im Lande ist die Gewalt der Winde auf dem Meere, wo diese nicht die tausenderlei Reibungswiderstände finden, die ihre Kraft im Innern der Festländer brechen. Dies ist der Grund, warum die Windstärke im allgemeinen mit Entfernung von der Küste landeinwärts abnimmt und

[1]) F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, 1886, S. 435. — Zerny, Wirkung der Winde auf die Gestaltung der Erde. Petermanns Geogr. Mitteilungen, Erg.-Heft 48, 1876. — J. Walther, Die Denudation in der Wüste. Abh. d. Sächs. Ges. d. Wiss. 1891, Bd. XVI. — Derselbe, Das Gesetz der Wüstenbildung in Gegenwart und Vorzeit. Berlin 1900. 2. Aufl. Leipzig 1912.

[2]) Auf dem nur 300 m hohen Eiffelturm in Paris ist die durchschnittliche Windstärke 4mal so groß als auf dem 21 m hohen Turm des Meteorologischen Bureaus.



warum sie im Innern des Landes nirgends so groß zu sein pflegt wie in Steppen und Wüstengebieten, deren weite baumlose Flächen der bewegten Atmosphäre keinen viel größeren Widerstand entgegenzusetzen pflegen als die Oberfläche des Ozeans.

Indem nun der Wind über die Landoberfläche wegfegt, reißt er alle durch Verwitterung frei gewordenen Gesteinssplitter, Sand und Staub mit sich fort. Dies ist von großer Wichtigkeit. Denn während selbst starke Winde für sich allein kaum eine nennenswerte Wirkung auf festes Gestein auszuüben imstande sind; werden sie zu solcher fähig, sobald sie feste Teilchen mit sich führen, die scheuernd und reibend auf den Boden wirken. Der Wind verhält sich in dieser Hinsicht ganz ähnlich wie das Wasser, welches ebenfalls an und für sich allein keine erodierenden Wirkungen auf die allermeisten Gesteine auszuüben vermag, aber zu solchen befähigt wird, sobald es sich mit festen, als Scheuermaterial dienenden Teilchen beladen hat.

Trotz aller Ähnlichkeit in der Art der aushöhlenden und fortschaffenden Tätigkeit des Wassers und des Windes liegt indes ein sehr wesentlicher Unterschied zwischen beiden darin, daß die Arbeit des Wassers nur von höheren Punkten nach tieferen gerichtet ist, während die des Windes sowohl nach abwärts als auch nach aufwärts stattfindet und in ihrer Richtung von den Wirkungen der Schwerkraft nahezu unabhängig ist.

Nirgends machen sich die Vorgänge der äolischen Abtragung deutlicher geltend als in den ariden Gebieten der Erde, in Wüsten und Steppen.

Wüsten und Steppen finden sich in allen Kontinenten — im ganzen sollen sie etwa $^1/_{45}$ der Erdoberfläche umfassen —, treten in jeder Höhenlage — die meisten in 200—2000 m, die Wüste Atakama in über 3000 m Seehöhe —, ganz unabhängig von den orographischen Verhältnissen — im Tiefland, Tafelland, Gebirgsland — sowie unabhängig von der geologischen Beschaffenheit der betreffenden Gegend auf. Auch die Entfernung vom Meere spielt für ihr Auftreten keine Rolle. Das ausgedehnteste Wüstengebiet liegt in Mittelasien, wo wir außer der großen Wüste Gobi noch die Takla-Makan oder Tschertschen-Wüste im Tarimbecken, die turkmenischen und die aralokaspischen Wüsten antreffen. Nur eine westliche Fortsetzung dieses gewaltigen Trockengürtels stellen die Wüsten Indiens (östlich vom Indus), Persiens, Arabiens und Syriens dar, die ihrerseits wieder mit dem großen, Ägypten und die Sahara umfassenden Wüstengebiete Nordafrikas zusammenhängen (vgl. das Kärtchen Fig. 27, S. 88).

Gegenüber dieser riesigen, vom Atlantischen fast bis zum Pazifischen Ozean reichenden Wüstenzone treten die übrigen Wüstengebiete der Erde sehr zurück. So die Nordamerikas (Becken des Großen Salzsees, süd-

kalifornisches Trockengebiet), Südamerikas (lange schmale Zone an der Westküste — hierzu die Wüste Atakama), Südafrikas (Namib und Kalahari) und Australiens (fast das ganze Innere des Landes).

Alle diese Gebiete sind, wie schon früher (S. 89) ausgeführt, durch ihre große Trockenheit, durch geringe bis fast fehlende Niederschläge und das damit zusammenhängende Fehlen von dauernd fließenden, eine Entwässerung nach dem Ozean vermittelnden Flüssen ausgezeichnet. Es sind, mit anderen Worten, abflußlose Gebiete.

Die Abflußlosigkeit hängt nun weder mit orographischen noch mit geologischen, sondern ganz allein mit meteorologischen Verhältnissen zusammen. Ausschlaggebend sind hier vor allem die Winde, die im Laufe des Jahres wehen, und deren Richtung derart sein muß, daß das Eindringen von Wasserdampf in die betreffenden Erdräume möglichst verhindert wird.

Dies trifft z. B. für den nordafrikanischen Wüstengürtel zu, dem selbst die vom Mittelmeere wehenden Winde keine Niederschläge bringen, da alle von dorther kommenden Wolken beim Eintritt in das heiße Festland in kürzester Zeit aufgelöst werden. In gleicher Weise zieht die große Wüste Gobi zwar im Sommer wegen des niederen über ihr herrschenden Luftdruckes vom Pazifischen Ozean her ungeheure Massen feuchter Luft an; allein alle Feuchtigkeit schlägt sich schon vorher an den sie rings umgebenden hohen Gebirgsmauern nieder. Auch das Becken des Großen Salzsees im westlichen Nordamerika erhält seine Wüstenbeschaffenheit durch seine Lage zwischen dem Felsengebirge und der Kordillere, und ähnlich verhält es sich mit dem Innern des australischen Kontinents, wo der Südostpassat alle seine Feuchtigkeit schon am östlichen Gebirgsrande verliert und als trockener föhnartiger Wind in die innere Niederung gelangt[1]).

Die meisten Wüsten und Steppen sind nicht völlig wasserlos. Manche (wie die Ägyptens, des Tarimbeckens) werden von großen Strömen durchzogen, andere (wie die Sahara und Namib) bergen in der Tiefe mehr oder weniger bedeutende Grundwassermassen; allein im ganzen sind die Niederschläge aller dieser Gebiete so unbedeutend und werden so rasch vom Boden aufgenommen, daß sie keine stärkeren erodierenden oder abtragenden Wirkungen auszuüben vermögen. Wenn man daher auf solche Wirkungen stößt, können diese nur auf Rechnung anderer Kräfte kommen, und das sind die Winde, die Insolation, die mechanische und die chemische Verwitterung.

Von neueren Forschern hat sich kein anderer so viel und eingehend mit der äolischen Abtragung in den Wüstengebieten der Alten und Neuen Welt

---

[1]) Helene Wiszwianski, Die Faktoren der Wüstenbildung. Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde, Heft 9. Berlin 1906.



beschäftigt wie JOH. WALTHER. In den zahlreichen Schriften, die die Frucht dieser Untersuchungen bilden, führt er aus, daß die Wirkungen des Windes doppelte sind: 1. schafft er alles fort, was durch Verwitterung und Insolation gelockert wurde, und 2. schleudert er die von ihm mitgeführten Sandkörner gegen die aufragenden Klippen und Felsen und schleift dadurch deren Oberfläche ab. Die vereinigten Wirkungen beider Vorgänge bezeichnet WALTHER als Deflation. Man könnte diesen Ausdruck durch „Windabtragung" oder noch wörtlicher durch „Abblasung" verdeutschen.

Von der Deflation aber will nicht nur WALTHER, sondern auch ERICH KAISER[1]), der während des jüngsten Krieges mehrere Jahre in Deutsch-Südwestafrika verbracht und zu eingehenden Beobachtungen in der Namib benutzt hat, die glättenden, ausschleifenden und wetzenden Wirkungen des abgeblasenen windgetriebenen Materials, die sie als Korrasion bezeichnen, streng geschieden sehen. „Die Deflation," sagt der letztgenannte Forscher, „hebt die gelockerten Massen ab. Die Korrasion schleift, sticht, schrammt, gräbt, furcht aus mit den feinen, durch Deflation erzeugten Körnern." Nach KAISER wären die vielen im nachfolgenden näher zu beschreibenden Kleinformen der Namib (Windkanter, Windschliffe, Grate, Rippen, Windstiche, Windrillen, Windfurchen, manche Pilzfelsen usw.) der Korrasion zu verdanken, während die Bildung der großen Hohlformen, der mulden- und wannenförmigen Senken jenes Gebietes, ein Werk der Deflation — er übersetzt diesen Ausdruck mit „Abhebung" — wären.

Indes geben beide Forscher zu, daß Deflation und Korrasion gewöhnlich zusammenarbeiten und in ihren Wirkungen oft nur schwer zu trennen sind. Die Korrasion stellt nach WALTHER[2]) „nur eine nebensächliche Begleiterscheinung der Deflation dar. Deflation ist auch ohne Korrasion tätig; aber Korrasion kann ohne Deflation nicht bestehen".

Man wird darnach die Deflation als eine der wichtigsten denudierenden Kräfte der Wüsten und Steppen betrachten dürfen. Sie allein vermag in solchen Gebieten große Massenabtragungen zu bewirken und bildet damit eine Hauptursache für die Ausgestaltung arider Erdräume.

In Westeuropa mit seinem regenreichen Klima treten die Wirkungen der Deflation sehr in den Hintergrund gegen die Wirkungen der Regenspülung und chemischen Verwitterung. Wie rasch indes unter Umständen auch in unseren Gegenden die Winderosion zu arbeiten vermag, zeigt das Beispiel des 1533 erbauten und 1689 gesprengten sogenannten dicken Turms der Heidelberger Schloßruine. In den Sandsteinquadern der Wand eines schmalen Ganges, durch den die Winde mit voller Kraft eindringen können, sind hier

[1]) E. KAISER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920, Bd. 72, Mon.-Ber. S. 50 ff.
[2]) WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung, S. 164 ff.

durch ihre Wirkung im Laufe von 200 Jahren 10 cm tiefe Gruben ausgehöhlt worden[1]).

Daß es bei diesem raschen Fortschritt der Gesteinszerstörung in Wüsten und Halbwüsten nie an losen, von den Winden leicht zu bewegenden Staub- und Sandmassen fehlt, ist selbstverständlich. Daraus erklärt sich die große Rolle, die in solchen Gebieten Staubtromben zu spielen pflegen. Während der tagelangen Eisenbahnfahrten durch die südrussischen Steppen hatten die Teilnehmer an der Petersburger zwischenvölkischen Geologentagung die beste Gelegenheit, solche Tromben zu beobachten, oft mehrere zu gleicher Zeit. Sie sind dort eine häufige Erscheinung und oft stundenlang in Tätigkeit, und die Masse der von ihnen emporgehobenen und fortgeführten Festteilchen muß ganz ungeheuer sein. Auch in anderen Wüsten- und Steppengebieten, wie in Deutsch-Südwestafrika, sind Staubhosen, die bei Kilometerhöhe nur wenige Meter Durchmesser besitzen, nach den Berichten von H. Lotz u. a. eine alltägliche Erscheinung.

Als eine erste Wirkung der Winderosion sind die sogenannten Windschliffe (engl. sandcuttings) zu nennen, die sich überall da bilden, wo frei aufragende Klippen oder Felsflächen dem Andrange sandbeladener Winde ausgesetzt sind. Ähnlich wie der aus einem Sand- oder Schmirgelgebläse ausströmende Luftstrahl in wenigen Augenblicken eine durchsichtige Glasscheibe mattschleift, wirkt in der Natur der stetig wiederholte Anprall von Sandkörnern oder sonstigem Scheuermaterial gegen eine Felswand. Sie erhält eine mattglänzende (bei kalkigen Gesteinen glänzende) Politur und bedeckt sich zugleich mit zahlreichen kleinen Riefen, Rillen oder Rinnen. Ein gutes Beispiel bieten die bei Hohburg unfern Leipzig aus dem Diluvium aufragenden Porphyrklippen, die namentlich auf der West- und Nordwestseite mit ausgezeichneten, seinerzeit von Fr. Naumann irrtümlich als Glazialschliffe beschriebenen Windschliffen bedeckt sind.

Auch im Quadergebiete der Sächsischen Schweiz hat R. Beck[2]) Wirkungen von Winderosion beschrieben. Statt der gewöhnlichen, durch bloße Verwitterung gebildeten löcherigen Felswände entstehen dort durch Windschliff glättere, flachwellig verlaufende Oberflächen. Sehr auffällige Glättungen steiler Trachytwände hat Verfasser seinerzeit an der Westseite der Lipareninsel Vulcano beobachtet, wo sie auf Rechnung der vom Winde bewegten vulkanischen Asche kommen.

Die Oberfläche der meisten in der norddeutschen Ebene frei am Boden liegenden Diluvialgeschiebe ist durch Windschliff geglättet. Bestehen sie aus Granit, Porphyr oder ähnlichen gemengten Gesteinen, so macht sich

---

[1]) Futterer, Mitteil. d. Badischen Geol. Landesanst. 1893.

[2]) Beck, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1894, S. 537.

dabei die verschiedene Härte der Gemengteile deutlich geltend: die weicheren Feldspatkörner veranlassen kleine Löcher, die härteren Quarzkörner Hervorragungen auf der Oberfläche der Geschiebe. Ist das Gestein porös, so bilden sich narbige Vertiefungen, die mit stumpfen, aber deutlichen Kanten aneinander grenzen.

Auch an Meeresküsten können durch Dünensand ganz ähnliche Scheuererscheinungen hervorgerufen werden. So brachte K. ANDRÉE im Sommer 1914 vom Strande der Nordseeinsel Spiekerog Feuersteinscherben mit, die auf der vor Winden geschützten Unterseite noch stark glänzend, auf der Ober-

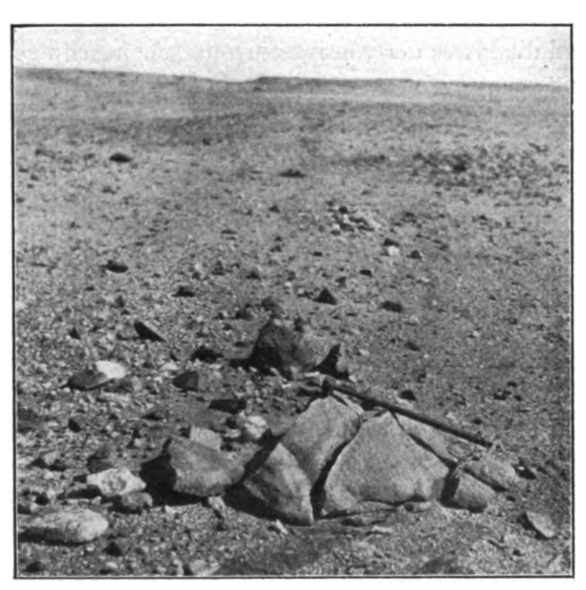


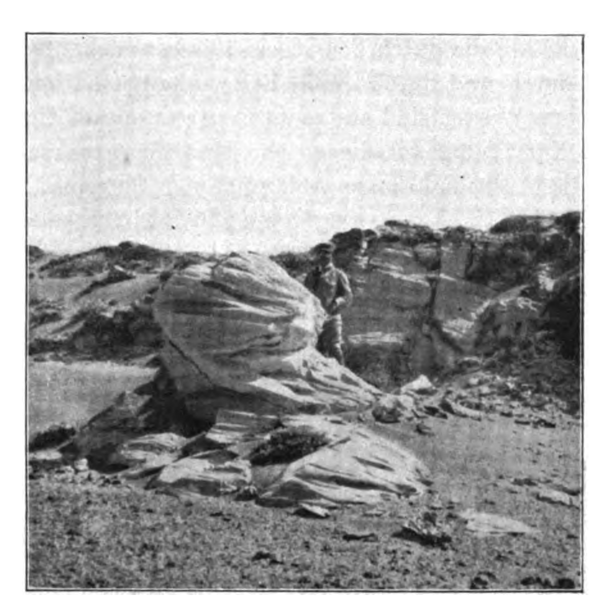
Fig. 238. Durch Insolation zersprungener Granitblock. Namib-Wüste (Südwestafrika). E. KAISER phot.

seite aber bereits mattgeschliffen und zum Teil mit Grübchen und kleinen Löchern versehen waren.

Sehr befördert wird die Gesteinszerstörung in der Wüste durch die ungemein kräftige Insolation oder Sonnenbestrahlung und die damit zusammenhängenden außerordentlichen Temperaturschwankungen dieser Gebiete. Während sich der Boden über Tag infolge der unbehinderten Sonnenwirkung bis weit über 50° C[1]) zu erhitzen pflegt, kühlt er sich über Nacht infolge der starken Ausstrahlung so ab, daß die Temperatur selbst mitten im Sommer bis auf den Gefrierpunkt sinken kann. Die Folge dieser mit der Erhebung über den Meeresspiegel noch größer

[1]) In Westafrika maß PECHUEL-LÖSCHE Bodentemperaturen von 84° C. Temperaturen von einigen 70° kommen dort häufig vor. Nach OBRUTSCHEW werden in den zentralasiatischen Wüsten an Sommertagen die Felsen 60—70° heiß, kühlen sich aber nachts auf 20—25° ab.

werdenden Temperaturschwankungen ist eine starke abwechselnde Ausdehnung und Zusammenziehung der Gesteine, welcher auf die Dauer selbst



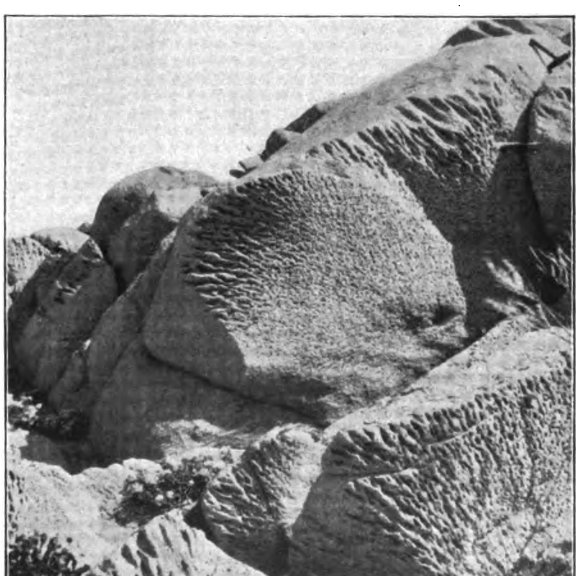


Fig. 239 u. 240. Windschliffe. Namib, SW-Afrika. E. KAISER phot.

die festesten unter ihnen nicht zu widerstehen vermögen. Schon LIVINGSTONE berichtete vom Westufer des Nyassasees, daß die Steine am Tage durch die Sonne so erhitzt würden, daß selbst nach Sonnenuntergang niemand sich

darauf zu setzen vermöge. Infolge der nächtlichen Abkühlung aber sprängen die äußeren Gesteinsschalen mit lautem Knall ab. Ähnliches teilen FRAAS und WETTSTEIN aus Syrien mit. Ebenso bildet WALTHER[1]) aus Texas haushohe Granitblöcke ab, die durch den regelmäßigen und beträchtlichen Temperaturwechsel durch und durch große Risse erhalten hatten. Die afrikanischen und andere Wüsten sind auf weite Erstreckung mit Gesteinsscherben bedeckt, deren Entstehung auf die gleiche Ursache zurückzuführen ist.

Man hat diese schalenförmige Ablösung von Gesteinslagen von Felswänden und Klippen als Abschuppung bezeichnet. Da sie auch bei solchen Gesteinen eintritt, die an und für sich kein schaliges Gefüge besitzen, so muß man annehmen, daß diese Ablösung sich erst mit der Zeit, wahr-



Fig. 241. Wüstenkiesel mit löcheriger Oberfläche.
Libysche Wüste, Straße Assuan—Kurkur. Gesammelt von P. DIENST.
(Urstück im Geol. Museum in Marburg.)

scheinlich infolge chemischer Vorgänge, entwickelt. Die Niederschläge, insbesondere der nächtliche Tau, dringen meist nur wenige Zentimeter ins Gestein ein, um bald darauf, wenn am Tage die Gesteinsoberfläche sich erhitzt, kapillar aufzusteigen und unter Hinterlassung eines geringen Mineralabsatzes wieder zu verdunsten. Wiederholt sich dieser Vorgang häufiger, so kann er sehr wohl zu einer Krustenbildung und, nach starker Insolation, zu Abschuppungen führen.

Zu diesen Zersprengungs- und Zertrümmerungsvorgängen, durch die die weiter unten zu besprechenden Kieswüsten erzeugt werden und die man als eine Art mechanischer Verwitterung bezeichnen kann, kommt endlich noch die in allen Wüsten tätige chemische Verwitterung hinzu, die mit dem Eindringen der Niederschläge (Tau, Regen) in den

[1]) WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung. 1. Aufl. Fig. 2 u. 3.

Boden, dessen gewöhnlich sehr bald eintretender oberflächlicher Wiederaustrocknung und dem kapillaren Aufstiege salziger Lösungen aus dem Untergrunde Hand in Hand geht.

In noch stärkerem und ausgedehnterem Maße unterliegen in Wüstengebieten mit großen Flugsandanhäufungen alle frei aufragenden Klippen und Felsen der Korrasion. Sie werden geglättet, nehmen einen matten Firnisglanz an und bedecken sich oft mit kleinen Grübchen, Löchern und Höhlungen, die ihnen ein wunderliches zerfressenes Aussehen geben. Zum Teil mag allerdings diese narbig-löcherige Oberflächenbeschaffenheit vieler Wüsten-

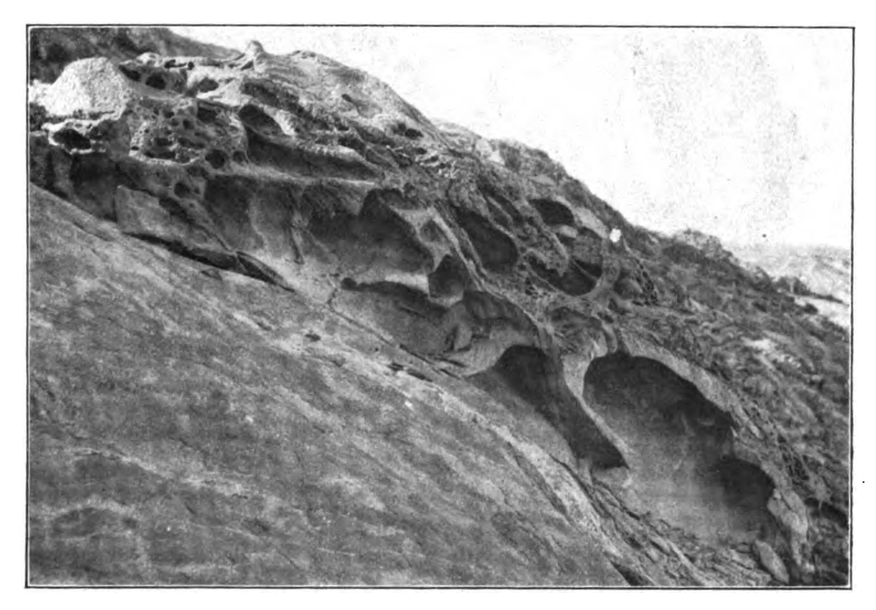


Fig. 242. „Bröckellöcher" im Dioritgneis. Diamantberg, Lüderitzbucht. Aufn. von E. Kaiser.

geschiebe richtiger als Insolationswirkung zu deuten sein. Dies ist z. B. für das Fig. 241 abgebildete Geschiebe anzunehmen, das aus einem sehr harten und dichten gelben Quarz (Hornstein oder Eisenkiesel) besteht.

Andere größere Löcher und ganze Lochgruppen, wie man sie nicht selten (namentlich an der Oberfläche von kristallinen Massengesteinen) beobachten kann (vgl. die schöne Abbildung Fig. 242), sind wahrscheinlich, ebenso wie die ihnen auffallend ähnlichen Erzeugnisse der sogenannten Tafoniverwitterung der Granite von Korsika, weder durch Korrasion noch durch Insolation, sondern durch chemische Verwitterung entstanden. Schon ihr Auftreten im Windschatten[1]) zeigt, daß sie kein

[1]) Er. Kaiser, Bericht über geol. Studien in Südwestafrika. Abhandl. der Gießener Hochschulgesellsch. II, S. 44, 1920.

Werk der Windtätigkeit darstellen können. LEONH. SCHULTZE (SCHULTZE-JENA) hat sie wohl zuerst aus den südafrikanischen Wüsten als „Bröckellöcher" beschrieben[1]).

Wie von vornherein zu erwarten, spielen bei dem Abblasungsvorgange kleine örtliche Härteunterschiede des Gesteins eine große Rolle. Sie haben



Fig. 243. ***Operculina libyca*** **SCHWAG., aus untereozänem Kalk ausgeblasen. Oase Khargeh (Oberägypten). (Urstück im Geol. Museum in Marburg.)**

zur Folge, daß härtere und widerstandsfähigere Partien über die Gesteinsoberfläche vortreten, weniger Widerstand bietende unter sie zurücktreten.



Fig. 244. Leistenförmige Hervorragungen von Quarzgängchen aus dolomitischem Gestein. $^1/_3$ natürl. Gr. Diamantengebiet bei Bogenfels, 100 km südlich von Lüderitzbucht. (Urstück im Geol. Museum in Marburg.)

Die Marburger Sammlung für allgemeine Geologie enthält eine Menge lehrreicher, von den Herren H. CLOOS, P. DIENST und H. LOTZ zusammengebrachter Beweisstücke dafür aus den ägyptischen und südafrikanischen

[1]) L. SCHULTZE, Aus Namaland und Kalahari, S. 70. Jena 1907.

Wüstengebieten. So außer den schon besprochenen Kieseln mit narbiger und löcheriger Oberfläche und den sogleich zu besprechenden Windkantern Versteinerungen von Korallen und Foraminiferen, die infolge ihrer größeren Härte aus dem sie einschließenden Eozänkalk herausgeblasen, dem Gestein auf dünnen Stielchen aufsitzen (Fig. 243); so weiter kanten- und simsförmige Vorsprünge härterer Schichtenlagen von Sandsteinen und Mergeln über weichere; so aus dem umgebenden Kalk herausgearbeitete und zu Kantengeröllen umgestaltete Einschlüsse von dunklem Feuerstein; so endlich kleine Gänge und Adern von Quarz, die als scharfe Kämme aus dem sie einschließenden algonkischen oder kambrischen Gestein herausragen (Fig. 244).

Ein weiteres Erzeugnis des Windabschliffs sind die Kantengerölle oder Windkanter[1]) (Kantenkiesel, Kanten- oder Pyramidalgerölle, Dreikanter), wie sie in der norddeutschen und mittelrheinischen Tiefebene, an vielen Meeresküsten, besonders aber in den Flugsandgebieten aller Wüsten

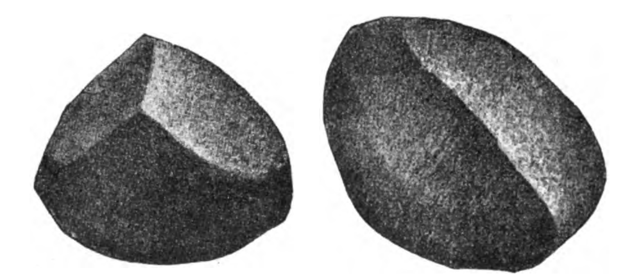


Fig. 245. Kantengerölle aus dem norddeutschen Diluvium. Nach G. Berendt.

verbreitet sind: polygonal-pyramidale, nicht selten tetraedrisch gestaltete, aus allerhand harten feinkörnigen Gesteinen bestehende Geschiebe mit mehr oder weniger scharfen Kanten und geglätteten, einen matten Firnisglanz zeigenden Flächen. Die Zahl und Anordnung ihrer Flächen und Kanten hängt nicht von den Windrichtungen, sondern lediglich von der ursprünglichen Gestalt der Geschiebe ab. Der sandbeladene Wind schleift, je nach seiner Richtung, bald die eine, bald die andere Fläche von unten aus nach oben ab.

Auf künstlichem Wege, durch Anwendung des Sandstrahlgebläses, hat R. Hedström Stücken von Kalkstein, Sandstein, Porphyr usw. die bezeichnende kantige Gestalt, die mattgeschliffenen Flächen und die narbige Oberfläche der natürlichen Kantengerölle gegeben[2]).

---

[1]) Berendt, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1884. — Mickwitz, Neues Jahrb. f. Min. 1885, II, S. 177. — A. Heim, Vierteljahrsschr. d. Züricher Naturf. Ges. 1888. — Johnsen, Zentralbl. f. Min. usw. 1903, S. 596. — Delhaes, Geol. Rundsch. 1915, S. 202. — Pfannkuch, Ebenda 1913, 1914, 1920.

[2]) Hedström, Förh. Geol. För. Stockholm, Bd. 25, S. 413, 1903.

Fossile Kantengeschiebe sind nicht selten und aus den verschiedensten Formationen bekannt. So finden sie sich im norddeutschen Diluvium in der sogenannten Schotterbasis des Löß. Weiter kennt man sie schon seit längerer Zeit aus dem mittleren Buntsandstein Thüringens, Hessens und des Schwarzwaldes, aus der sogenannten Frankenberger Entwicklung des oberen Zechsteins in Oberhessen und aus dem Rotliegenden verschiedener Gegenden. NATHORST[1]) hat sie auch in den kambrischen Sandsteinen Schwedens und JOH. WALTHER im algonkischen Torridonsandstein Schottlands nachgewiesen und daraus auf eine wesentlich äolische Entstehung dieses Sandsteins geschlossen.

Als eine besondere Korrasionserscheinung sind die merkwürdigen, von SVEN HEDIN aus den zentralasiatischen Wüsten, besonders dem Lopnorgebiet, beschriebenen[2]) sogenannten Jardangs (Fig. 246) anzusehen. Es

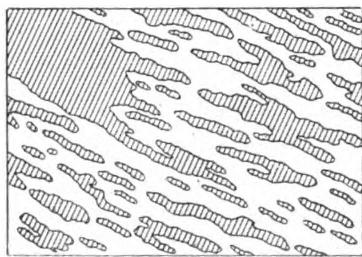


Fig. 246. Kärtchen eines Stückes Wüste mit Jardangs. Nach SVEN HEDIN.

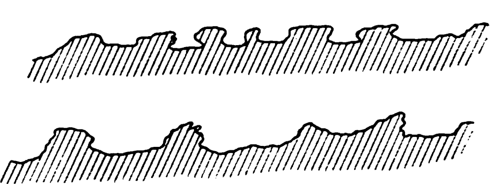


Fig. 246 a. Durchschnitte durch Jardangs.

sind weit durchlaufende, bis 6 m tiefe und bis 40 m breite, durch steile, oben fast ebene Rippen getrennte Einschnitte in einem alten tonigen Seeboden. Sie sind im einzelnen recht unregelmäßig gestaltet, verlaufen aber allesamt fast genau parallel, entsprechend der Hauptwindrichtung von NO nach SW. Sie verleihen der Wüste oftmals auf weite Erstreckung hin ein sehr eigenartiges Gepräge, das aber sicherlich allein der Windtätigkeit zuzuschreiben ist. An einer Stelle glaubt SVEN HEDIN den Betrag der Korrasion berechnen zu können, indem er aus den Beobachtungen an den Ausgrabungen bei Lôu-lan in den tonigen Ablagerungen eine Windausfurchung von 6 m in 1600 Jahren, also 4 mm im Jahr, folgert.

ERICH KAISER hat eine in manchen Beziehungen ähnliche Korrasionslandschaft in massigen (wahrscheinlich kambrischen) Dolomiten der Namib, allerdings räumlich beschränkter, an verschiedenen Stellen feststellen können (vgl. die Abbildung Fig. 255, S. 319).

---

[1]) NATHORST, Neues Jahrb. f. Min. 1886, I, S. 179.

[2]) SVEN HEDIN, Scientific results of a journey in Central Asia 1899—1902. Stockholm 1905, Bd. II, S. 11, 115, 224 u. f.

Im Anschluß an diese merkwürdigen Gebilde seien hier einige weitere bemerkenswerte Erscheinungen der Wüste besprochen.

So einmal die sogenannten Rillensteine (Fig. 247). Es sind das kalkige Geschiebe, deren Oberfläche mit zahllosen kleinen, ineinander verfließenden oder sich teilenden Furchen bedeckt ist. Nach J. WALTHER wären die Rillen als Ätzerscheinungen aufzufassen und im Boden nahe der Oberfläche durch aufsteigende salzhaltige Lösungen hervorgebracht worden. Dafür spricht auch die Tatsache, daß sie besonders in den niederschlagsreicheren Teilen arider Gebiete verbreitet zu sein pflegen.

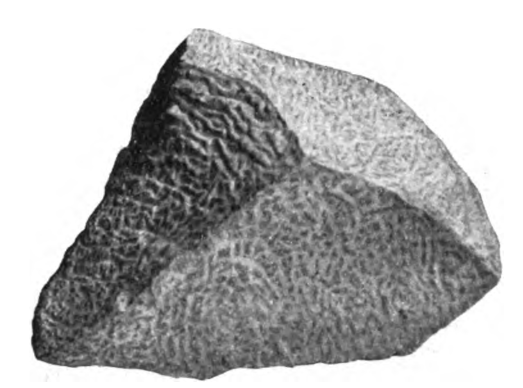


Fig. 247. Rillenstein. Östl. Oase Kurkur (Libysche Wüste). $^2/_3$ natürl. Größe. (Marburger Geol. Museum, P. DIENST.)

B. G. ESCHER[1]) und KESSLER[2]) haben sich dieser Erklärung im wesentlichen angeschlossen, heben aber hervor, daß Rillensteine auch in regenreichen Gebieten (Alpen, Schwäbische Alb usw.) vorkommen. Wahrscheinlich liegen hier der Karrenbildung vergleichbare Gebilde vor, für deren Entstehung das Klima keine wesentliche Rolle spielt.

Auch für die auffälligen, an die Kanelen einer dorischen Säule erinnernden, aber tieferen und unregelmäßigeren Riefen, die man auf der Oberfläche mancher Kalksteine in der ägyptischen Wüste beobachtet (Fig. 248), gilt wahrscheinlich etwas Ähnliches.

BEADNELL[3]), H. WOODWARD[4]), BLANCKENHORN[5]), STROMER VON REICHENBACH[6]) u. a. haben sich mit ihnen beschäftigt und ihre Entstehung in verschiedener Weise zu erklären versucht. Uns selbst scheint es kaum zweifelhaft, daß diese

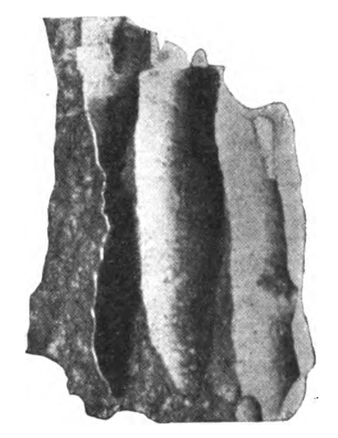


Fig. 248. Kalksteinoberfläche mit zylindrischen Korrasionserscheinungen. Ungefähr $^1/_3$ natürl. Gr. Nubische Wüste. Nach JEAN BRUNHES.

[1]) ESCHER, Geol. Rundsch. 1913, S. 1.

[2]) KESSLER, Geol. Rundsch. Ebenda S. 413.

[3]) BEADNELL, Topography and geology of the Fayum. Kairo 1905.

[4]) WOODWARD, Geol. Mag. 1910, S. 398.

[5]) BLANCKENHORN, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1901, S. 382.

[6]) STROMER, Ergebnisse der Forschungsreisen in den Wüsten Ägyptens. 1. Abh. d. Bayr. Akad. d. Wiss. Bd. 26, 11. Abt., S. 65, T. 7, 1914.

den alpinen Karrenfurchen so ähnlichen Gebilde gleich diesen nur eine Auflösungserscheinung des Kalks darstellen[1]).

Eine weitere, von JOH. WALTHER u. a. beschriebene Bildung mancher Wüsten sind die eigentümlichen netz- oder wabenförmigen, an Sandsteinwänden entstehenden sogenannten Steingitter (Fig. 249). Man kann sie in ganz ähnlicher Gestalt auch an Verwitterungsoberflächen des deutschen Buntsandsteins sowie des Quadersandsteins beobachten[2]), wo sie sicherlich nicht auf Windtätigkeit zurückgeführt werden können, sondern nur ein Ergebnis gewöhnlicher chemischer Verwitterung darstellen. Eine entsprechende Entstehung wird auch für die Wüstengitter anzunehmen sein.

Eine sehr verbreitete Erscheinung endlich ist in allen Wüsten die sogenannte Schutzrinde oder der Wüstenlack: braune bis schwarze,

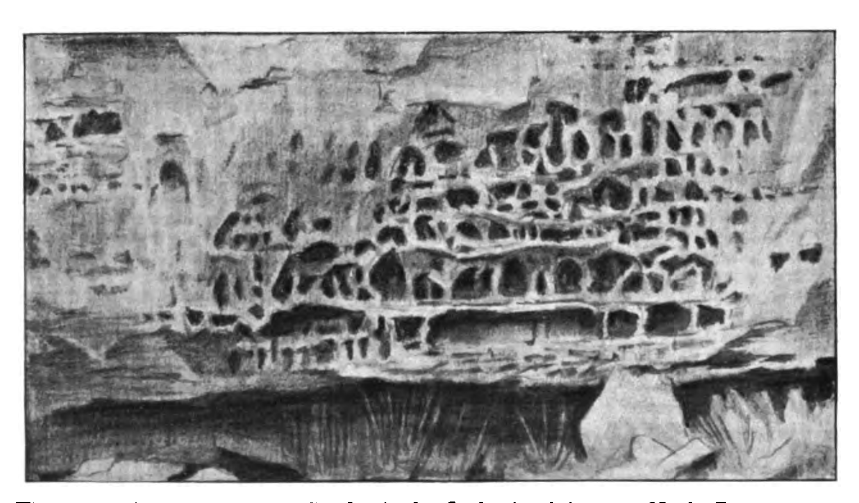


Fig. 249. Steingitter einer Sandsteinoberfläche in Arizona. Nach J. WALTHER.

seltener gelbe oder rote, nur 1—2 mm dicke, fest am Gestein haftende Rindenüberzüge auf Felswänden, Klippen, losen Geröllen und Petrefakten. Chemische Untersuchungen haben gelehrt, daß die Schutzrinden aus wasserarmem Eisenoxydhydrat (Turgit oder Göthit), mitunter auch aus Manganoxyden bestehen, die von metallischen, unter Mitwirkung von Kochsalz, kohlensauren Alkalien und salpetersaurem Ammonium entstandenen Lösungen herrühren und dem Gestein selbst entstammen. Die Abscheidung der Oxyde aber stellt das Ergebnis wechselnder Befeuchtung (Tau, seltener Regen) und Wiederaustrocknung[3]) dar.

[1]) DACQUÉ, Geol. Rundsch. 1915, S. 193.

[2]) Siehe die Untersuchungen von D. HÄBERLE in Verh. d. Naturhist.-Med. Ver. Heidelberg, XI, S. 166, 1911, und Geol. Rundsch. 1915, S. 264. Vgl. auch KESSLER, Geol. Rundsch. 1913, S. 415.

[3]) G. LINCK, Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss. Bd. 35, 1900. — Vgl. auch A. LUCAS, The blackened rocks of the Nile Cataracts, Kairo 1905, und GLINKA, Typen der Bodenbildung, S. 150. Berlin 1914.

Haben wir uns bisher im wesentlichen nur mit den Kleinformen der äolischen Abtragung beschäftigt, so wenden wir uns nun der Betrachtung ihrer Wirkungen im großen zu.

Als eine erste auffällige Erscheinung in Trockengebieten mit starker Deflation sind hier die von vielen Reisenden in Arabien, Persien und Zentralasien beschriebenen alten Mauerreste mit freigelegtem oder gar unterwühltem Unterbau zu erwähnen. Sie erheben sich oft ganz ähnlich auf einem Erdstiele über die umgebende Steppe oder Wüste, wie die sogenannten äolischen Tische von Arizona, Kolorado usw.: große, auf einem Erdklumpen aufsitzende Gesteinsblöcke (Fig. 250). Beide lagen ursprünglich mehr oder weniger tief unter der Oberfläche, sind aber allmählich durch Windabtragung bloßgelegt worden und sind dadurch, daß sie bei fortschreitender Erniedrigung des Bodens ihre unmittelbare Unterlage vor der Deflation schützten, mit der Zeit immer höher emporgewachsen.

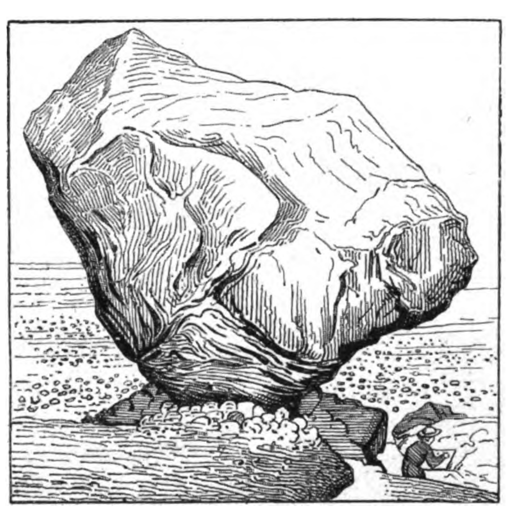


Fig. 250. Großer durch Winderosion freigelegter Block (äolischer Tisch). Arizona. Nach GILBERT.

Nicht weniger bemerkenswert und für uns eine ganz ungewohnte Erscheinung sind die von F. v. RICHTHOFEN[1]) aus den Lößgebieten des nördlichen Chinas beschriebenen hohlwegartigen, bis 30 m unter die umgebende Steppe eingesenkten Einschnitte, in die der Weg an einem Ende um den genannten Betrag hinab-, am anderen wieder aufsteigt. Auch sie sind nach RICHTHOFEN nur ein Werk des Windes, der in dem leicht zerreiblichen Boden da, wo die Wagenräder und Hufe der Zugtiere die schützende Vegetationsdecke beseitigt hatten, ein besonders leichtes Spiel hatte, so daß anfänglich kaum bemerkbare Bodenfurchen allmählich zu jenen merkwürdigen tiefen Hohlwegen umgestaltet werden konnten.

Eignet man sich diese Erklärung des berühmten Chinaforschers an, so wird man auch kein Bedenken tragen, die auffälligen, von J. BRUNHES[2]) aus der Nubischen Wüste beschriebenen und als äolische Strudeltöpfe bezeichneten tiefen kesselförmigen Aushöhlungen, ebenso wie manche andere

[1]) v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende, S. 437. — China I, S. 96.

[2]) J. BRUNHES, Erosion tourbillonaire éolienne. Mém. accad. Romana dei nuovi lincei. XI, 1903.

umfangreichere Senken der Libyschen Wüste als ein Werk örtlicher Wirbelwinde, als „Windkolke" zu deuten.

JOH. WALTHER schreibt der Korrasion und Deflation allerdings noch viel stärkere Wirkungen zu. Er hält sie nicht nur für befähigt, kleinere becken- und schluchtartige Bodensenken zu schaffen; sie soll auch imstande sein, ganze tiefe Täler zu erzeugen.

Die bekannten Wadis der ägyptischen Wüsten: steilwandige, gewöhnlich mit amphitheatralischem Hintergrunde endigende, keinen dauernden

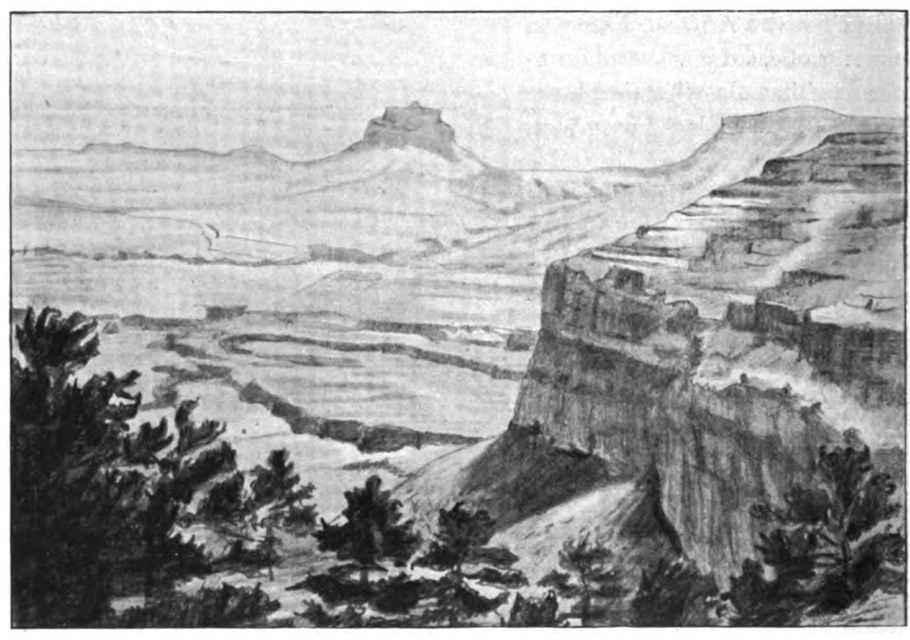


Fig. 251. Südende der Scotts' Bluffs (Bad Lands, Nebraska) mit dem vorgeschobenen Zeugenberge Dome Rock (in der Mitte der Abbildung).

Wasserlauf besitzende, oft völlig abflußlose Täler, sollen nach WALTHER ein Werk äolischer Erosion sein. Der verdiente Forscher geht indes mit dieser Ansicht wohl zu weit. Tatsachen, wie das Vorkommen von Geröllen in den fraglichen Trockentälern, die an verschiedenen Punkten der jetzigen Wüsten aufgefundenen alten Felsskulpturen, endlich die von ZITTEL bei Kasr Dachel in der Libyschen Wüste nachgewiesenen Blattabdrücke einer immergrünen Eiche, die der ganzen, fast vegetationslosen Wüstenregion jetzt vollständig fehlt, scheinen mit Bestimmtheit auf ein ehemals feuchteres Klima der Sahara hinzuweisen. Aus dieser wahrscheinlich in die Diluvialperiode fallenden Zeit mögen im wesentlichen die Wadis stammen, wenn auch die Ausgestaltung zu ihrer heutigen Form, ihre vielverschlungenen Windungen, wunderlichen Kreuzungen, die unregelmäßig auf- und wieder absteigenden Talsohlen und

ihre sonstigen merkwürdigen Erscheinungen auf Rechnung der Deflation und Korrasion kommen.

Auch die Oasen betrachtet WALTHER als Erzeugnis des Windes. Sie sollen, ähnlich wie viele andere beckenförmige Senken der Wüste, an Stellen entstanden sein, wo die Winde längs Klüften und Verwerfungsspalten das durch trockene Verwitterung gelockerte Gestein abtrugen und so allmählich die so bezeichnenden, keinen Abfluß nach dem Meere oder auch nur nach einer benachbarten Talfurche besitzenden „wannenförmigen" Vertiefungen schufen.

Ein weiteres Werk der vereinigten Wirkungen der Verwitterung und äolischen Abtragung sind die sogenannten Insel- oder Zeugenberge

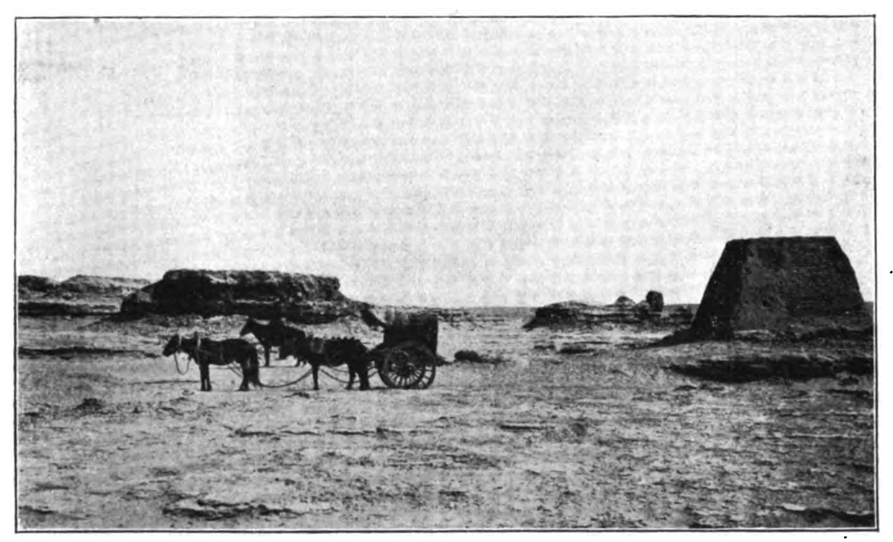


Fig. 252. Äolische Zeugenhügel bei Sang-Uti (Chinesisch-Turkestan)[1]).
M. WASSILIEWSKY phot.

der afrikanischen, asiatischen und nordamerikanischen Wüsten. Es sind kegel- oder bastionförmige Hügel oder Berge, die entweder vereinzelt oder in Gruppen am Rande einer höheren Bodenstufe auftreten, der sie gleich Vorposten oft kilometerweit vorgeschoben sind. Diese auffälligen Hügel (Fig. 251 u. 252) sind nur die letzten Reste von früher viel weiter ausgedehnten

---

[1]) Erinnern schon diese Abblasungsgebilde sehr an menschliche Bauten, so gilt dies noch viel mehr von der durch OBRUTSCHEW aus der westlichen chinesischen Dsungarei beschriebenen sogenannten äolischen Stadt, die mit ihren zahlreichen, Häusern, Türmen, Pfeilern, Säulen und Obelisken ähnlichen Steingebilden aus einiger Entfernung ganz den Eindruck der Trümmerstätte einer gewaltigen ehemaligen Stadt machen soll. (OBRUTSCHEW, Die äolische Stadt. Sonderabdr. aus „Landeskunde", Jahrg. 1911. Moskau 1912 [russ.].)

höheren Geländestufen. Sie sind offenbar sehr vergängliche Gebilde, und da fließendes Wasser sowie Eis in ihrer Umgebung seit langer Zeit völlig gefehlt haben, so können sie ihre Entstehung keinenfalls diesen, sondern nur den gewöhnlichen abtragenden Kräften der Trockengebiete, insbesondere der Deflation verdanken.

Dies ist auch der Schluß, zu dem PASSARGE für die Erklärung der merkwürdigen Inselberglandschaften des tropischen Afrikas (Karruwüste, Sudan usw.) kommt. Nach PASSARGE geht dem Wasser wie dem Eise die Fähigkeit zu so ausgedehnter Flächenerosion, wie man sie dort beobachtet, völlig ab. Eine wie abgehobelt aussehende Felsebene, die sich unmittelbar bis an den Fuß steil aufragender Zeugenberge erstreckt, vermag nach ihm

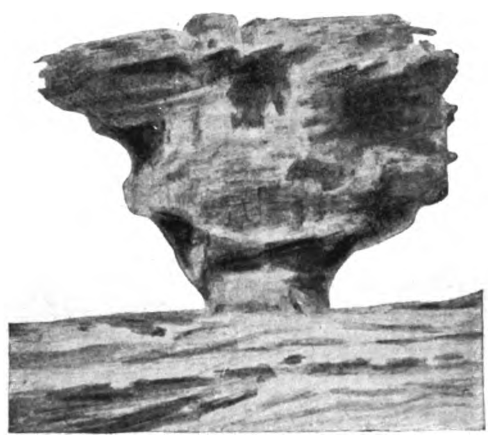


Fig. 253. Pilzfelsen in der Oase Gara (Libysche Wüste).
Nach RATZEL, Die Erde und das Leben I, S. 491.

nur der Wind zu schaffen. PASSARGE spricht daher die südafrikanischen Inselberge als Erzeugnis einer langen älteren (mesozoischen) Wüstenperiode an[1]). Herr Prof. E. KAISER teilt uns indes mit, daß er diese Ansicht nicht teilen könne.

Als letzte Reste ehemaliger Zeugenberge treten vielfach eigentümlich gestaltete Gruppen von Steinpfeilern oder Pilzfelsen auf, wie unsere Fig. 253 ein solches aus Kiesschichten hervorgegangenes Gebilde darstellt[2]).

Auch ERICH KAISER schreibt der vereinigten Wirkung von chemischer Verwitterung, Korrasion und Deflation die Hauptrolle für die Ausgestaltung der Wüsten zu. Sie sind es, die in dem an der Küste gelegenen Teile der

[1]) PASSARGE, Die Kalahari, S. 636. Berlin 1904.

[2]) Nach einer Mitteilung von E. KAISER sind die Pilzfelsen oft nur aus einer örtlichen Verkieselung zu erklären, durch die die betreffende Gesteinspartie eine größere Härte und damit die Befähigung zu längerem Widerstande gegen die Abtragung erlangte.

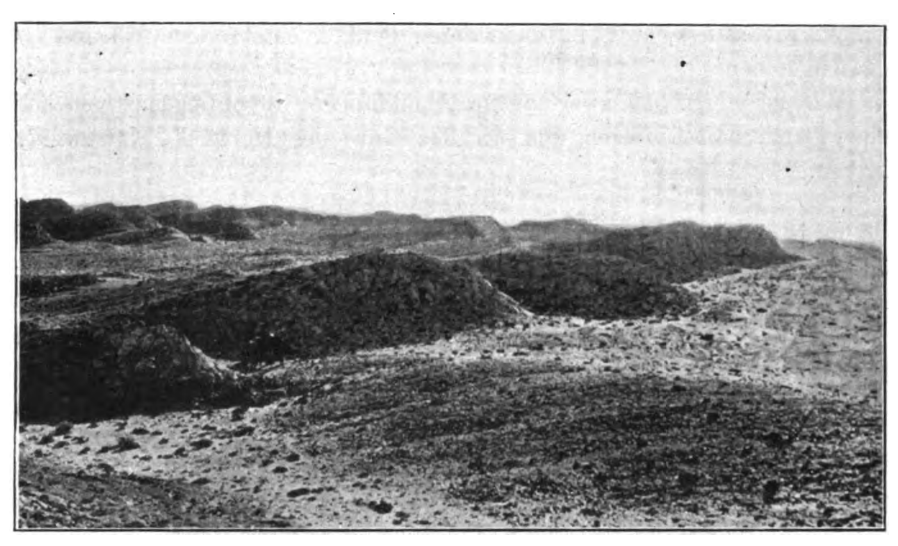


Fig. 254. Windabtragung in der Wüste.
Kambrische (?) Dolomite, in lauter parallele, gleiche Kuppen zerschliffen.
Die zwischenliegenden Senken mit Schutt ausgefüllt.
Namib, Deutsch-Südwestafrika.

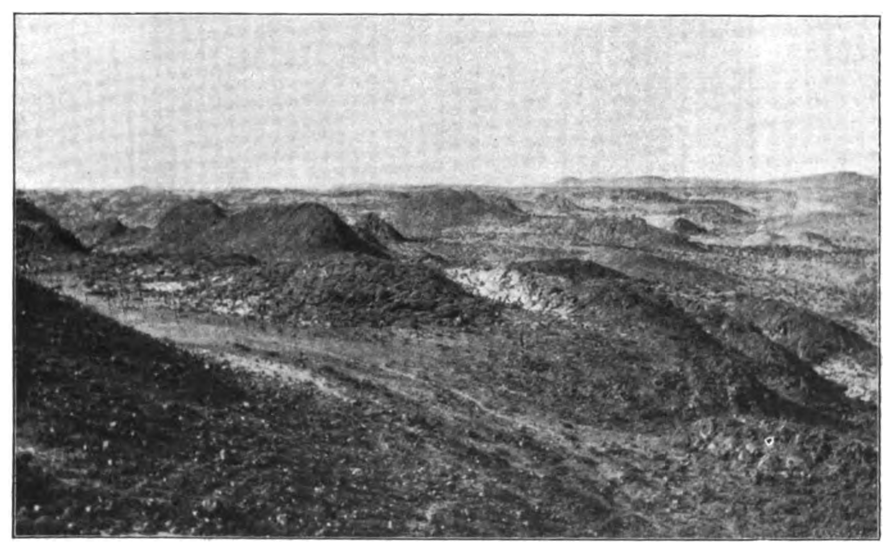


Fig. 255. Desgleichen, mit Anhäufungen von Schutt und Flugsand in den Senken zwischen den einzelnen Rücken. Ebendort.
Beide Aufnahmen von E. Kaiser.

südlichen Namib zahllose unregelmäßig verteilte Rücken und Kuppen, dazwischen bis 100 m tiefe, durch Ausräumung weniger widerstandsfähiger Gesteine gebildete Wannen und oft sehr ausgedehnte, durch Anhäufung

von Verwitterungsschutt in ehemaligen Senken entstandene Ebenen geschaffen haben[1]).

Wir lassen S. 319 zwei schöne Abbildungen dieser eigenartigen äolischen Landschaften folgen, die wir der Güte des Herrn E. Kaiser verdanken.

Es ist schließlich noch hervorzuheben, daß man seit längerer Zeit nach dem Vorgange F. v. Richthofens[2]) folgende drei Hauptformen von Wüsten unterscheidet:

1. Sandwüsten. Sie entstehen da, wo wie fast immer zwar alle feinpulverigen Abwitterungs- und Abblasungsteilchen von den Winden als Staub fortgeführt werden, die gröberen Sande aber als Treibsand zurückbleiben.

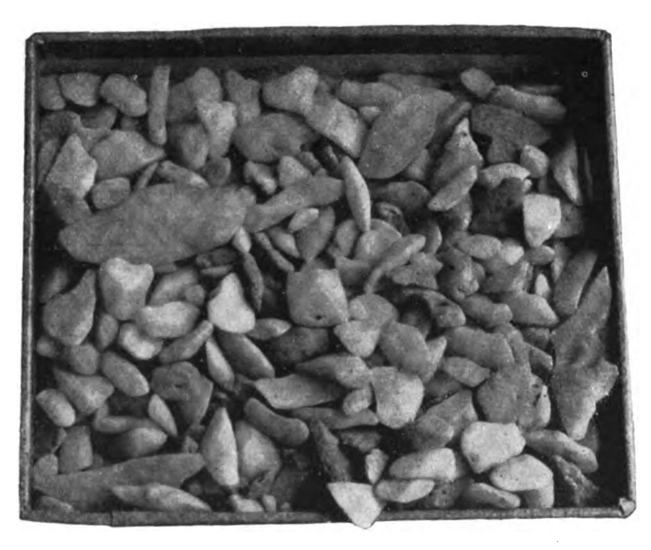


Fig. 256. Eckiger Wüstenkies, bestehend aus sehr scharfkantigen, aus der Zersprengung größerer Gesteinsstücke durch Insolation hervorgegangenen Stückchen, die zu kleinen Windkantern umgebildet sind. Ausfüllung eines weiten Beckens südlich der Elisabethbucht, Namib.
H. Cloos ges. 1910. (Geol. Museum Marburg.)

2. Kieswüsten. Es sind solche, in denen der Boden infolge einer weitergehenden äolischen Seigerung der Zerstörungsrückstände der Gesteine mit gröberem Schutt bedeckt ist. Infolge größerer Windstärke und des Vorherrschens einer bestimmten Windrichtung wandern hier nicht nur der Staub, sondern auch die Sandkörner in einer Himmelsrichtung fort, so

[1]) E. Kaiser, Studien während des Krieges in Südwestafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920. Monatsber. S. 50, und Abh. d. Gießener Hochschulgesellsch., II, S. 38, 1920.

[3]) Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 506, 1886.

daß nur unbeweglicher gröberer Kies übrig bleibt, der teils von eckiger Beschaffenheit ist (Fig. 256), teils durch den Flugsand allmählich mehr oder weniger rund geschliffen wird (Sserir der Libyschen und Arabischen Wüste). Hierher gehört besonders die als „Hammâda“ bekannte steinige Wüstenform Afrikas.

3. Die von nacktem Gestein gebildete Felswüste endlich entsteht da, wo die Erzeugnisse der Abwitterung und Deflation so beschaffen sind, daß sie von den Winden gänzlich fortgeführt werden, so daß überall nur nackter Fels zutage geht. Sand fehlt hier gänzlich und auch größere lose Blöcke sind selten, während vereinzelte Felspartien häufig vorkommen. Diese trostloseste aller Wüstenformen findet sich besonders im Tafel- und Gebirgsland — so in der östlichen Sahara, in Argentinien und anderwärts.

Außer den drei genannten Wüstenformen unterscheiden JOH. WALTHER und andere noch

4. die Lehm-, Ton- und Salzwüste. Sie findet sich, oft vermittelnd zwischen Kies- und Sandwüste, hauptsächlich in Senken, in denen sich infolge ihrer Abflußlosigkeit Salze anhäufen. In der Wüste Atakama tritt dieser Typus besonders stark hervor, ist indes auch anderwärts, so in Persien und Zentralasien („Takyrboden“ Turkmeniens), Australien, vereinzelt auch in der Sahara vertreten.

Alle genannten Wüstenformen sind übrigens nichts weniger als scharf voneinander getrennt. Die eine Form kann vielmehr in die andere übergehen oder sie können auch in mehrfachem Wechsel nebeneinander auftreten. Da aber das Material der Sandwüsten aus den Felswüsten stammt, so ist es leicht begreiflich, daß im allgemeinen die Sandwüsten zu den Felswüsten in der Richtung des Hauptwindes liegen.

Am verbreitetsten sind die Sandwüsten, deren Untergrund manchmal bis zu mehreren hundert Metern Tiefe fast ausschließlich aus lockerem Sand besteht. Am Rande solcher Wüsten kann man beobachten, wie die ersten kleinen Sandanwehungen hier und da an Windschattenstellen, hinter vorragenden Felsköpfen, Zeugenhügeln usw. entstehen. Je weiter man aber in die Wüste eindringt, desto tiefer wird in der Regel der Sand. Soweit das Auge reicht, pflegt hier in unregelmäßigen Parallelreihen, gleich den Wogen eines Meeres, Sandrücken auf Sandrücken zu folgen. Bei stärkerem Wind geraten sie alle in Bewegung, die so stark werden kann, daß dadurch sogar Karawanen gefährdet werden. Der vom Winde mitgerissene Staub und Sand verdunkelt in solchen Zeiten den ganzen Himmel.

Das Versiegen der von den umliegenden Höhenzügen herabkommenden Flüsse, die damit zusammenhängende Entstehung abflußloser salziger Seen, die sich durch gelegentliche starke Niederschläge bildenden flachen Regenseen, die nach ihrer Verdunstung eine salzhaltige Tonschicht zurücklassen, die

weitverbreiteten Salzausblühungen des Bodens in Wüsten und Steppen, alles das sind Erscheinungen, auf die erst später einzugehen sein wird.

2. Äolische Ablagerung.

Die Wüsten sind, wie wir im vorigen Abschnitte gesehen haben, Gebiete starker äolischer Abräumung und Aufbereitung. Infolge von Verwitterung, Deflation, Insolation und Korrasion bilden sich in ihnen unaufhörlich große Massen von gröberem und feinerem Gesteinsschutt. All dieser Schutt bleibt nicht an der Stelle seiner Entstehung liegen, sondern wird alsbald vom Winde fortgeführt. Diese Fortführung vollzieht sich aber, je nach der Größe und Schwere der Gesteinsbruchstücke, in verschiedener Weise: die gröberen werden, gleich den Geschieben auf dem Boden der Bäche und Flüsse, über ihre Unterlage fortgeschoben, die feineren mittels einer Art Schleuderbewegung fortgestoßen, und die feinsten Teilchen endlich, die sich mit den im Wasser schwebend fortbewegten Schlammteilchen der Flüsse vergleichen lassen, werden als Staubwolken weggeführt.

Stoffe der ersten und zweiten Art werden meist schon in geringer Entfernung von ihrer Ursprungs- und Aufbereitungsstätte abgelagert, solche der letzten Art dagegen oft erst in großer Entfernung. Jene geben Veranlassung zur Entstehung besonderer, die Höhenunterschiede der Erdoberfläche noch steigernder Geländeformen (Dünen u. a.); der feinste Gesteinsstaub dagegen dient zur Ausfüllung der Bodenvertiefungen und damit zur Ausgleichung der Höhenunterschiede nicht nur in den Wüsten, sondern auch in weit abliegenden Gebieten.

Einebnung von Hohlformen in Trockengebieten. Steppenbildung.

Die Entstehung von oft sehr ausgedehnten Ebenen durch Ablagerung von Verwitterungsschutt ist ein sich in allen Wüsten und ihrer Umgebung vollziehender, geologisch sehr bedeutsamer Vorgang. Die Schuttablagerung erfolgt begreiflicherweise vor allem in den Talfurchen, Schluchten, Trögen, Wannen, Rinnen und sonstigen Bodensenken, die namentlich in Gebirgswüsten häufig zu sein pflegen und dort teils schon ursprünglich vorhanden waren, teils erst später durch die abtragenden Wirkungen der Deflation und Korrasion geschaffen wurden. Alle derartigen Bodenvertiefungen werden allmählich durch die vom Winde mitgeführten Verwitterungsreste der Gesteine ausgefüllt und eingeebnet. Aber auch die ganze Umgebung der Senken, die Bergabhänge und Hügel, werden mit der Zeit mehr und mehr eingedeckt, bis schließlich nur die höchsten Bergrücken und Gipfel aus dem Sandmeere herausragen. „Die Berge ertrinken in ihrem Schutt."

Allerdings spielt bei diesen Eindeckungsvorgängen neben dem Winde auch das Wasser eine wesentliche Rolle. Regengüsse sind in Wüsten-

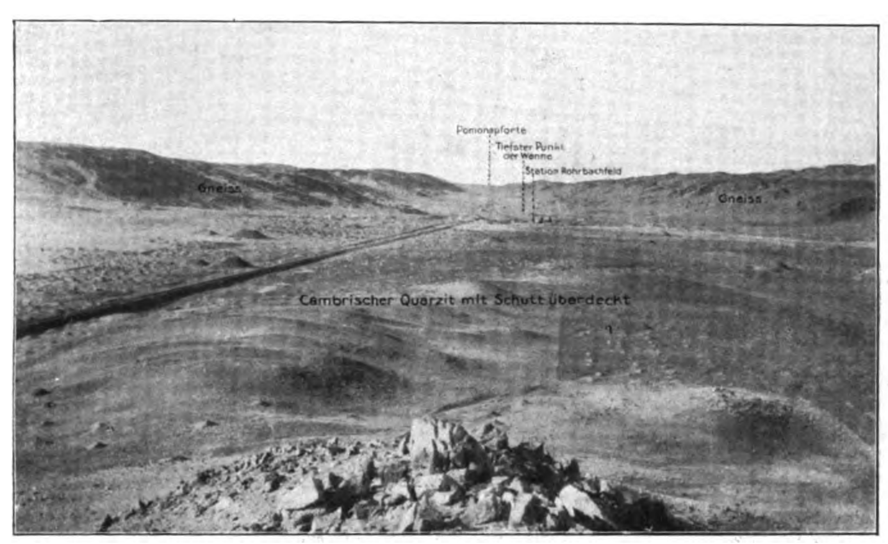


Fig. 257. Rohrbachfeld in der Namib, entstanden durch Austiefung einer Mulde von kambrischen Quarziten im Gneis und deren Ausfüllung mit dünnem Schutt. Photogr. Aufnahme von ERICH KAISER.

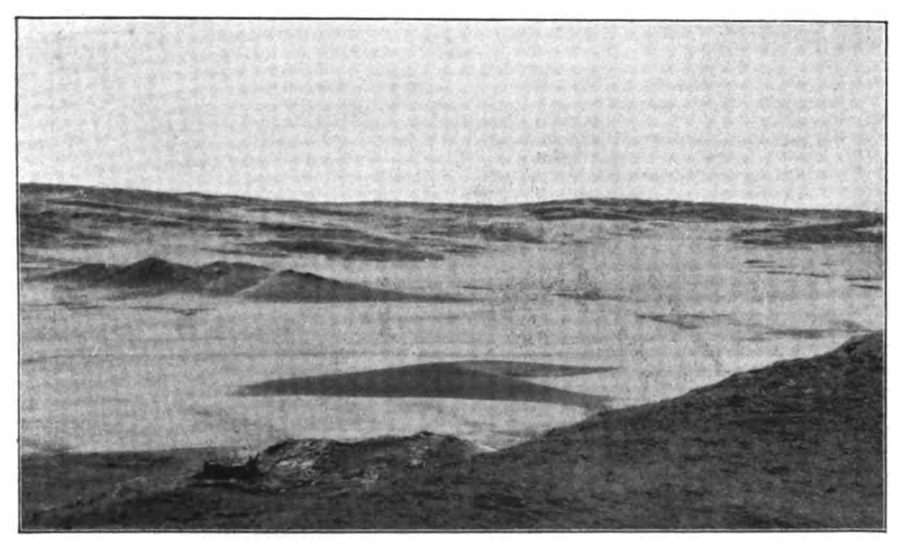


Fig. 258. Unregelmäßige Hohlform der Wüste, bis zu großer Höhe mit Schutt eingedeckt. Vorn ein typischer Barchan. Namib, Südwestafrika. E. KAISER phot.

gebieten keine allzu häufige Erscheinung. Treten sie aber ein, so geschieht dies oft mit wolkenbruchartiger Stärke. Sie überspülen dann das Land

weithin flächenhaft, als sogenannte „Schichtfluten“, die allen in der vorausgegangenen Trockenzeit angesammelten Schutt mitreißen, um ihn an tieferen

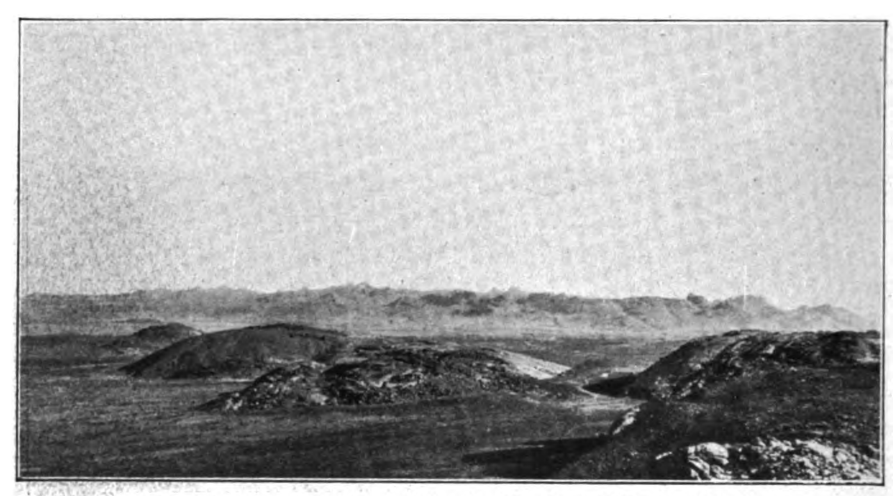


Fig. 259. Im Schutt versinkende Granitrundhügel. Namib.
Aufn. von ER. KAISER.

und geschützteren Stellen des Geländes wieder abzusetzen. So kommt es, daß in den sich hier bildenden Ablagerungen, selbst wenn sie von feinerdiger

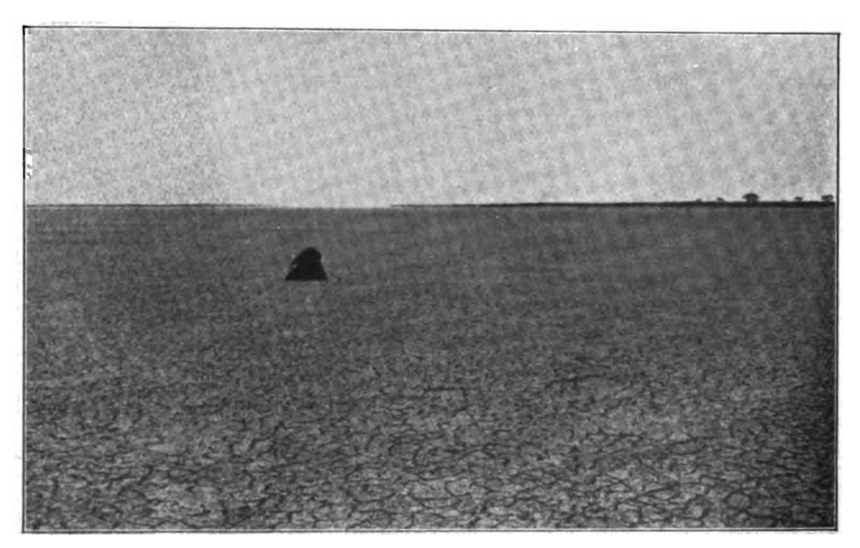


Fig. 260. Ausgetrockneter, gerissener Tonboden des Etoschasees im Ovambolande (Deutsch-Südwestafrika). Aufn. von H. CLOOS.

Beschaffenheit sind, Einlagerungen von gröberem Schutt nur selten fehlen. Auch insofern sind die Niederschläge in solchen Gebieten von Wichtigkeit,

als die in den Boden eindringenden, später als salzige Lösungen wieder aufsteigenden und verdunstenden Sickerwässer zur Bildung von oberflächlichen Krusten, namentlich von Kalkkrusten führen, die oftmals eine weite Verbreitung und eine ansehnliche Dicke erreichen und sehr wesentlich zur Verfestigung, zumal der feinerdigen Ablagerungen und zu deren Schutz gegen die Angriffe des Windes dienen[1]).

Die vorstehenden Abbildungen (Fig. 257—259), die wir der Güte des Herrn Erich Kaiser verdanken, geben eine gute Vorstellung von den geschilderten ariden und fluvioariden Eindeckungen. Fig. 260 dagegen stellt den ausgetrockneten, von zahllosen Netzleisten durchzogenen Boden eines großen salzigen Flachsees im südafrikanischen Trockengebiete dar.

Auch die **Steppen** müssen als ein Ergebnis der Ablagerung des in den benachbarten Wüsten aufbereiteten Gesteinsmaterials betrachtet werden. Sie haben mithin eine ganz ähnliche Entstehung wie die besprochenen, durch allmähliche Einebnung von Bodensenken in der Wüste selbst entstandenen Ebenen. Ihr Unterschied gegen diese liegt nur in der viel größeren Feinerdigkeit des Steppenbodens, der aus der Anhäufung von feinem (mitunter etwas salzhaltigem), nur hier und da mit Sand vermischtem Flugstaub hervorgegangen ist. Aus dieser Entstehungsweise der grasbewachsenen Steppen erklärt sich ihre oftmals sehr innige, durch sogenannte Steppenwüsten oder Wüstensteppen vermittelte Verbindung mit echten graslosen Wüsten. Die meisten Wüsten grenzen an Steppen an, werden zum Teil rings von einem Steppengürtel umgeben, und auch innerhalb der Wüste selbst treten an Stellen, die vor der Abräumung durch den Wind geschützt sind, kleine Steppenoasen auf, die sich aber in Wüste verwandeln, sobald sie mit gröberen Aufbereitungsresten überdeckt werden[2]).

Dünen[3]).

Die mit diesem Namen bezeichneten Sandhügel und -wälle können überall entstehen, wo einmal größere Massen von losem, durch keine Pflanzendecke geschütztem Sand vorhanden sind und wo es zweitens nicht an heftigen Winden fehlt. Infolgedessen finden sich Dünen zumal an den Meeresküsten,

[1]) E. Kaiser, Studien in Südwestafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 72, Mon.-Ber. S. 64 ff., 1920.

[2]) Richthofen, Führer für Forschungsreisende, S. 505.

[3]) Sokolow, Die Dünen, ihre Bildung, Verbreitung und innerer Bau 1884 (russ.). Deutsche Übersetzung von A. Arzruni. Springer, Berlin 1891. — N. S. Shaler, Bull. Geol. Soc. Amer. V, S. 207, 1894. — Vaughan Cornish, Geogr. Journal. London 1897, 1904. — P. Gerhardt, Handbuch des deutschen Dünenbaues. Berlin 1900. Abschn. I: Geologie der Dünen von A. Jentzsch. — O. Baschin, Dünenstudien. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1903. — Cholnoky, Bewegungsgesetze des Flugsandes. Földtani Közlöny

und in diesem Falle bezeichnet man sie als Strand- oder Küstendünen; dann aber auch im Innern des Landes und hier in besonders weiter Verbreitung in ariden Gebieten, und solche Flugsandaufschüttung nennt man Binnen- oder Inlandsdünen.

Stranddünen bilden sich an allen flachen Meeresküsten, an denen bei Ebbe weite Sandflächen freiliegen und Winde von genügender Stärke zur Fortführung des Sandes vorhanden sind. Hier bilden sich durch Stürme überall die rücken- oder hügelförmigen Sandanwehungen, deren Form und Entstehungsart schon lange bekannt sind. Binnendünen treten in kleinerem Maßstabe fast in allen sandigen Gegenden — im Keupersandsteingelände von Nürnberg, im Gebiete des alttertiären Sandsteins von Fontainebleau bei Paris, in der Rheinebene zwischen Frankfurt und Mannheim, innerhalb der diluvialen Geschiebe- und Talsandflächen des norddeutschen Flachlandes usw. — auf; ihre Hauptverbreitung aber haben sie in den großen Sandwüsten aller Erdteile, wo sie zum Teil ungeheure Flächen bedecken.

In der äußeren Gestalt, in ihrer Gesteinsbeschaffenheit, ihrem inneren Bau und auch in der Art ihrer Bildung weichen übrigens beide Arten von Dünen kaum voneinander ab. Nur darin besteht eine kleine Verschiedenheit, daß die Stranddünen, weil ihr Material aus dem Meere stammt und hier rein gewaschen wurde, aus staubfreiem Sande bestehen, während der Sand der Binnendünen mehr oder weniger reich an (der chemischen Verwitterung entstammenden) tonigen Bestandteilen und daher staubhaltig ist. Die oft geschilderten oben erwähnten, den ganzen Himmel verdunkelnden Staubstürme der Wüsten sind dafür ein schlagender Beweis.

Die Dünen stellen in der Regel lange parallele, aus lockerem Flugsand bestehende Hügelrücken dar, die gewöhnlich rechtwinklig zur Richtung der stärksten und daher wirksamsten Winde verlaufen. Manchmal sind sie nur wenige, mitunter aber auch 10 und mehr Meter hoch. Bei Oftersheim unweit Schwetzingen erreichen sie 20, in der Gascogne 50 m Höhe. Noch höhere Dünen kommen in der Wüste vor. So werden sie in der Sahara nach ROLLAND 150 m und darüber, am Lop-Nor sogar bis ein paar hundert Meter hoch.

Mit den Wüsten können auch die Dünen bis zu bedeutender Seehöhe aufsteigen. Die höchstgelegenen, irgendwo beobachteten größeren Treibsandanhäufungen sind wohl die nach BRACKENBUSCH an der Grenze des nordwestlichen Argentiniens gegen Chile (Provinz Catamarca und Plateau von Antofagasta) in 4000 m Meereshöhe auftretenden Dünenzüge.

Bd. 32, 1902. — ROLLAND, Géol. du Sahara algérien. Paris 1890. — FOUREAU, Docum. scient. mission saharienne. Paris 1906. — H. v. STAFF, Wind und Schnee. Zeitschr. d. D.Ö. Alpenver. Bd. 37, S. 57, 1906. — SVEN HEDIN, Scientif. results journey Central Asia Bd. II, Kap. 26—35. Stockholm 1905. — SOLGER, GRÄBNER u. a., Dünenbuch. Werden und Wandern, Pflanzen- und Tierleben der Dünen. Stuttgart 1910.

Die Form der Düne hängt wesentlich von der Menge des Sandes, der Größe und Schwere der Sandkörner, der Stärke und Richtung des Windes und der Geländegestalt ab.

Untersuchungen von SOKOLOW über die Stärke der Winde, die zur Fortbewegung von Sandkörnern von bestimmter Größe erforderlich ist, haben zu folgenden Ergebnissen geführt:

Windstärke	Durchmesser der Sandkörner
4,5— 6,7 m/Sek.	0,25 mm
6,7— 8,4 „	0,50 „
9,8—11,4 „	1,00 „
11,4—13,0 „	1,50 „

Wo, wie dies an Küsten die Regel ist, die Sandzufuhr stark ist und auf langer Linie quer zu den herrschenden Winden erfolgt, da verlaufen die sich bildenden Dünen quer zur Richtung der wirksamsten Winde. Es entstehen Quer-(Transversal-)Dünen. Wo dagegen, wie in den großen zentralasiatischen und afrikanischen Wüstengebieten, der Wind eine volle Herrschaft über die Sandmassen ausübt, da führen die Sandwehen zur Entwicklung von Längsdünen, die lange, im ganzen parallele und in der Windrichtung liegende, aber im einzelnen oft unregelmäßig gestaltete, sich vereinigende oder auch spaltende Züge mit dazwischen liegenden Senken bilden. Im Unterschiede von den Querdünen pflegen bei ihnen beide Flanken nahezu gleich steil abzufallen.

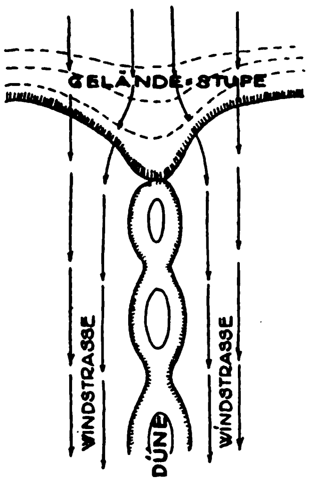


Fig. 261. Bildung einer Längs- oder Reihendüne hinter dem Vorsprunge einer anstoßenden Geländestufe. Die Pfeile geben die Richtung der herrschenden Winde an.

Man hat die Längsdünen auch als Reihendünen bezeichnet. Ihre Entstehung folgt dem alle Dünenbildung überhaupt regelnden Gesetze, daß die Sandanhäufung im Windschatten eines Hindernisses stattfindet. Stellt man sich z. B. mit LEBLING[1]) vor, daß der Wind von einer benachbarten Geländestufe herabkomme, die an einer Stelle spornförmig vorspringt, so wird der Wind hier eine Teilung erfahren. Der von ihm mitgeführte Sand wird sich infolge der verminderten Windstärke am Fuße des Vorsprungs in der durch Fig. 261 veranschaulichten Weise ansammeln und es wird sich hier zuerst eine erste Düne und in deren Schatten weiterhin eine zweite, dritte usw. bilden. Zu beiden Seiten der so ent-

[1]) LEBLING, Abh. d. Bayr. Akad. d. Wiss., XXIX, 1, S. 37. München 1919.

standenen Längsdüne aber wird der Wind mit unveränderter Heftigkeit weiterwehen: es wird sich dort eine Windgasse oder Windstraße ausbilden. Daß dem wirklich so ist, zeigt die Tatsache, daß die Senken zwischen den Reihendünen, eben die Windstraßen, sandfrei bleiben und oftmals aus nacktem windgeschliffenem Felsboden bestehen.

Daß auch die alsbald zu besprechenden, von vielen als die Urform der Dünen betrachteten sogenannten Barchane durch die sie umfassenden Wind-

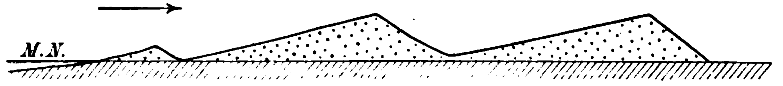


Fig. 262. Querschnitt durch eine Reihe von fortschreitenden Dünen von der gewöhnlichen Gestalt mit flacherer Luvseite und steilerer Leeseite.

gassen umgemodelt werden können, hat H. von Staff schon vor längerer Zeit nachzuweisen versucht[1]).

Bei den gewöhnlichen Küstendünen und ebenso bei vielen Binnendünen ist der äußere, den stärksten Winden zugekehrte Abfall, die sogenannte Luvseite, immer flacher als der innere, im Windschatten gelegene Abfall, die Leeseite (Fig. 262). Jene pflegt 3—10°, diese 25—30° geneigt zu sein. Dies gilt indes nur für Gebiete, wo die Richtung des den Sand herbeiführenden

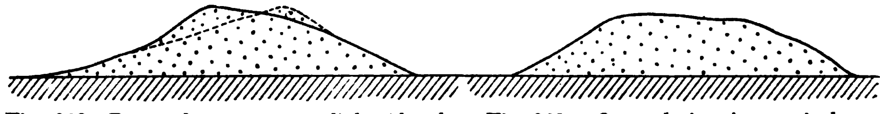


Fig. 263. Düne, deren ursprüngliche (durch die gestrichelte Linie bezeichnete) Gestalt durch Umkehr der Windrichtung ganz verändert wurde. Nach V. Cornish.

Fig. 263a. Querschnitt einer zwischen zwei Windgassen liegenden Düne. Nach V. Cornish.

Windes im wesentlichen unverändert bleibt. Wo hingegen die Windrichtung erheblich wechselt, kann die ursprüngliche Gestalt einer Düne vollkommen verändert, ja unter Umständen die frühere Leeseite zur Luvseite werden (Fig. 263).

Mit dieser maßgebenden Rolle der Windrichtung hängt zusammen, daß in Gebieten, wo aus abweichenden Richtungen kommende Winde sich ungefähr die Wage halten, Dünen mit gleichmäßig geneigten Abhängen entstehen (Fig. 263a).

Wo endlich keine Windrichtung die Oberherrschaft hat, da entstehen überhaupt keine regelmäßig gestalteten Dünen, sondern nur rundliche Sandhügel oder auch nahezu ebene Sandflächen[2]).

[1]) v. Staff a. a. O. 1906, S. 53.

[2]) Obrutschew will solche hügelige Sandanhäufungen, die in allen Weltteilen, besonders aber in den zentralasiatischen Wüsten neben echten Dünen anzutreffen sind und über einzelnen Pflanzen und Pflanzengruppen (Tamarisken, Pappeln, Schilfrohr usw.)

Werden von größeren Dünen durch stürmische Winde kleinere Sandmassen abgelöst, so können aus diesen Zwergdünen entstehen, die unter Umständen rasch von den Mutterdünen fortwandern. E. KAISER bezeichnet diesen Vorgang als „Kalben der Dünen“[1]).

Eine besondere Dünenform stellt die Bogen-, Sichel- oder Hufeisendüne (Fig. 264) dar. Sie ist besonders in Turkestan zu Hause, wo sie als „Barchan“ bezeichnet wird, findet sich aber auch in Arabien, im Tarimbecken und der Gobiwüste, in der Sahara, in Südafrika, in Chile, Peru usw. Ihre Gestalt ist halbmond- oder sichelförmig, mit konvexer Luvseite und konkaver Leeseite. Die Barchane sind oft in größeren Gebieten

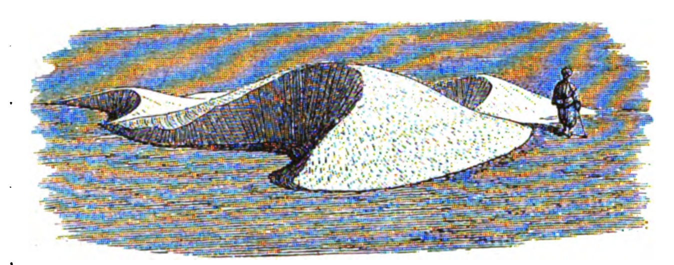


Fig. 264. Ansicht eines turkestanischen Barchans. Nach MUSCHKETOW.

nicht über 10 m hoch[2]), treten gewöhnlich gesellig auf und wandern (wie alle Dünen) mit dem herrschenden Winde.

So abweichend diese Dünenform auf den ersten Blick auch erscheint, so sind doch JOH. WALTHER[3]) u. a. geneigt, in ihr die Normalform eines auf freier Fläche aufragenden Sandberges zu sehen und alle übrigen Dünenformen von ihr abzuleiten. In der Tat ist nicht zu leugnen, daß Sandrücken wie der Fig. 268 abgebildete recht wohl aus der Verschmelzung einer Reihe von Bogendünen hervorgegangen sein könnten. Ich möchte indes lieber annehmen, daß die tiefen Einschnitte auf der Luvseite (linke Seite der Abbildung), die den Eindruck von nebeneinanderliegenden Barchanen hervorbringen, Windgräben darstellen.

---

oder auch über Felsblöcken, Zeugenresten und anderen ähnlichen Hindernissen entstehen, als Hügel- oder Haufensande bezeichnet sehen. (OBRUTSCHEW, Haufensande. Aus der Festschrift für ANUTSCHIN. Moskau 1913.) Man könnte sie auch mit v. STAFF Hindernisdünen nennen.

[1]) KAISER, Geol. Studien in Südwestafrika. Abh. d. Gießener Hochschulgesellsch. II, S. 38, 1920.

[2]) Unsere Fig. 265 stellt einen Barchan von ganz ungewöhnlicher Höhe dar. Ich verdanke die schöne Abbildung der Zuvorkommenheit des Herrn MUSCHKETOW jun. vom Geol. Comité in St. Petersburg.

[3]) WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung, S. 125.

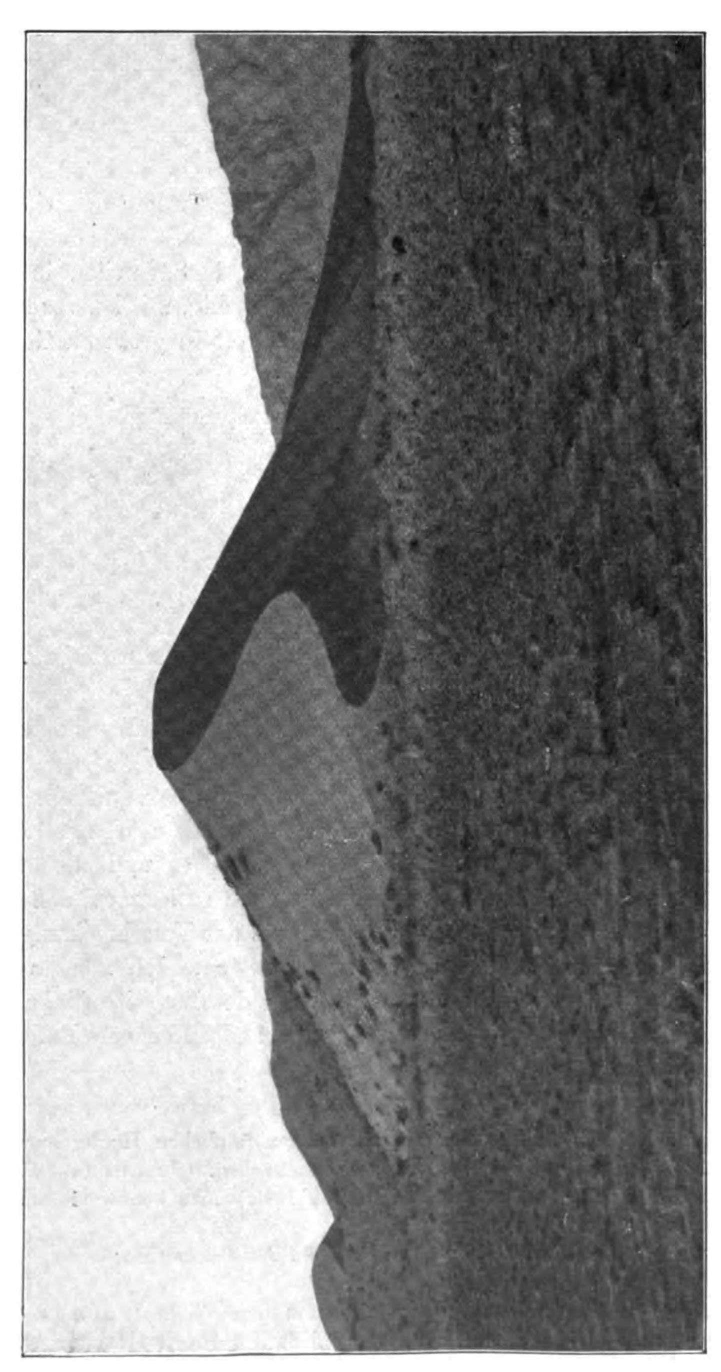


Fig. 265. Riesenbarchan aus den Kalkanbergen im Slitale in Turkestan.
(Weit über 100 m hoch.)

Überall, wo Dünen vorhanden sind, pflegen sie in größerer Zahl zu erscheinen. Handelt es sich wie gewöhnlich um Querdünen, so treten sie in mehreren hintereinanderliegenden Parallelzügen auf, die durch lange tal-



Fig. 266. Sandwüste unweit Kerija (Chinesisch-Turkestan).
M. Wassiliewsky phot.

artige Einsenkungen oder auch durch wannenförmige Mulden voneinander getrennt sind. Der erste niedrigste Rücken wird als Vordüne bezeichnet. Daran schließen sich ein oder mehrere weitere. Ja, in manchen Gegenden



Fig. 267. Durch vordringenden Wüstensand halbbegrabener Wald. Ebendaher.
M. Wassiliewsky phot.

kann die Zahl dieser Züge so groß werden, daß sie insgesamt Flächen von hundert und mehr Quadratmeilen bedecken. So an den Küsten Westfrankreichs, wo sie einen Gürtel von 5—6 km Breite bilden, und noch mehr in den gewaltigen Wüstengebieten Nordafrikas und Zentralasiens. Schätzt doch

ZITTEL[1]) die Ausdehnung des Treibsand- und Binnendünengebiets in der Sahara auf 18 000, MUSCHKETOW[2]) diejenige in Turkestan sogar auf 20 000 geographische Quadratmeilen! Auch in Arabien wird nahezu ein Drittel des ganzen Landes von Flugsandmassen eingenommen. Das ausgedehnteste, etwa 900 qkm umfassende Dünengebiet Europas liegt an der Westküste Frankreichs, in den Landes, zwischen den Mündungen des Adour und der Garonne. In einem Streifen von 4—10 km Breite treten hier zahlreiche bis 90 m hoch werdende Dünenzüge auf, von denen die neueren im W der Küste parallel, die älteren im O dagegen rechtwinklig zu ihr verlaufen.

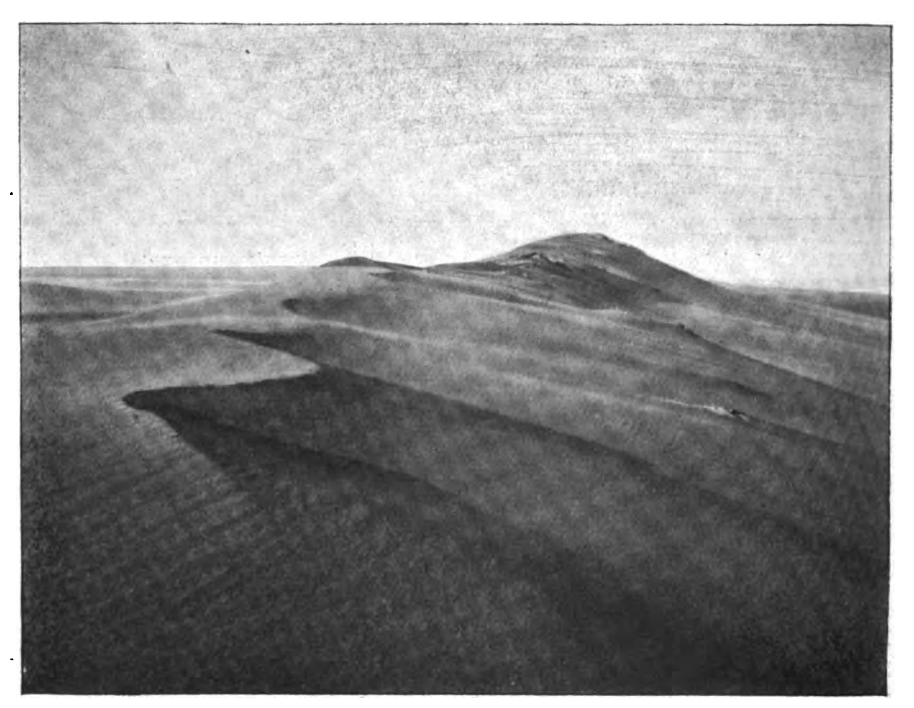


Fig. 268. Düne des Prediner Berges, Kurische Nehrung (Ostpreußen).

Zwischen den Dünen sammeln sich häufig Wässer an, die zur Entstehung von Weihern und Sümpfen und damit zur Moorbildung führen können. So sind in der Gegend von Swinemünde in Pommern alle Senken zwischen den alten Dünenzügen auf beiden Seiten der Swine mit Torfablagerungen erfüllt. Werden Flußmündungen an der Meeresküste durch Dünen verschüttet, so können brackische Lagunen (sogenannte Dünenlagunen) entstehen, wie im Norden der Adourmündung an der Südwestküste Frankreichs und an der des Senegal in Westafrika.

[1]) ZITTEL, Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Libyschen Wüste I. Kassel 1883.

[2]) MUSCHKETOW, Turkestan, Bd. I. St. Petersburg 1886 (russ.).

Über die äußere Beschaffenheit der Dünen ist noch zu bemerken, daß ihr K a m m bald scharf — manchmal sogar gewächtenartig —, bald mehr gerundet zu sein pflegt. Oftmals zeigt er einen Wechsel von Erhebungen und jochartigen Einschnitten. Die Abhänge sind oft von Windgräben durchschnitten und mit Windfurchen (Rippeln) bedeckt (Fig. 268).

Die bereits früher (S. 196) berührten R i p p e l n bilden sich stets senkrecht zur Windrichtung. Sie schreiten mit dem Winde fort und ihre Breite

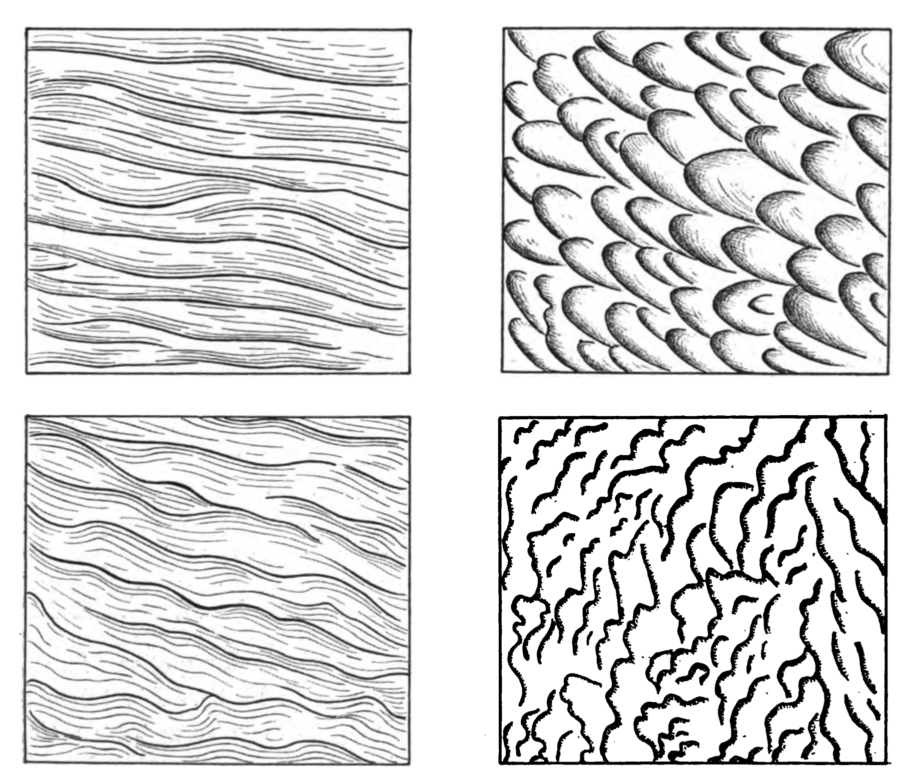


Fig. 269. Verschiedene Arten von Rippelmarken in der Lop-Nor-Wüste. Nach Sven Hedin (Scientif. results journey Central Asia 1905, II, S. 429).

(Abstand von Kamm zu Kamm) und Höhe wachsen mit der Windstärke. Wo die Winde unregelmäßig in Stößen und Böen wehen, nehmen die Rippeln eine unregelmäßige Gestalt an. Sie verlaufen in verschiedenen Richtungen, verbreitern sich plötzlich oder setzen auch ganz ab, unterbrechen und kreuzen einander (Fig. 269). Nach Sven Hedins Beobachtungen am Lop-Nor verlaufen sie auf der Leeseite gerade, auf der Luvseite dagegen unregelmäßiger. Im ganzen wiederholen sie im kleinen die Gestalt der Dünenrücken, insofern als ihre Luvseite die flachere, die Leeseite die steilere ist.

Der i n n e r e B a u der Dünen wird ganz von der Diagonal- und Kreuz-

schichtung beherrscht (Fig. 270). Sie findet sich bei allen Dünen, sowohl solchen der Küste wie des Binnenlandes, und ist für sie in hohem Maße bezeichnend.

Diese Struktur hängt damit zusammen, daß sowohl die Richtung als auch die Stärke der Winde, die den Sand herbeiführen, häufig wechseln und daß daher auch die Richtung und Neigung der entstehenden Sandschichten einem beständigen Wechsel unterliegen.

Die Farbe der Dünen hängt von den Verwitterungsvorgängen des Gebietes, in dem sie entstehen, ab. Die meisten bauen sich aus gelbem Sand auf. So bestehen z. B. die Küstendünen der Nord- und Ostsee, Englands

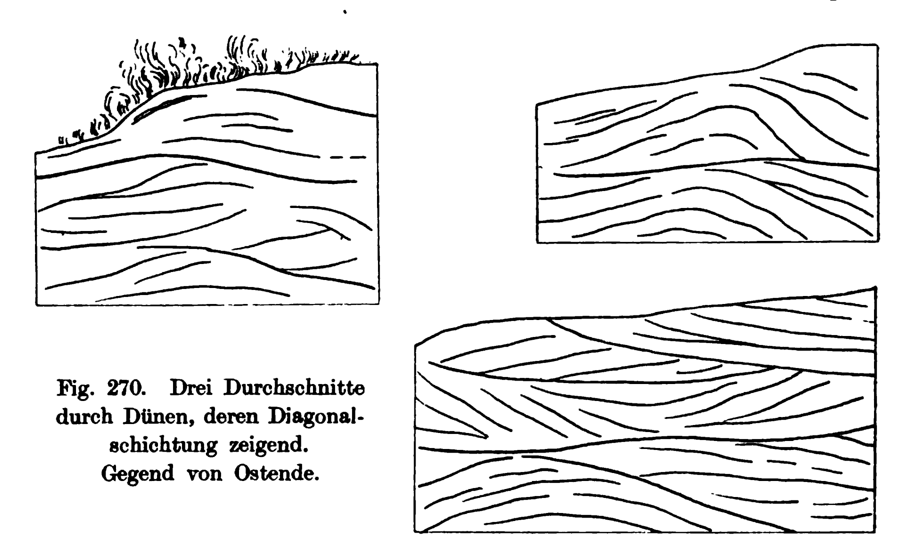


Fig. 270. Drei Durchschnitte durch Dünen, deren Diagonalschichtung zeigend. Gegend von Ostende.

und Westfrankreichs aus solchem, und ebenso herrscht in den großen Binnendünengebieten Nordafrikas und Turkestans die gelbe Farbe. Die Inlandsdünen Innerarabiens dagegen, die ihr Sandmaterial von rotgefärbten Gesteinen beziehen, sind durch karminrote Färbung ausgezeichnet, und auch der Boden der Gobi besteht nach Prschewalsky aus grobem rotem Sand[1]). An manchen Stellen haben sich diese roten Treibsande durch nachträgliche Zementierung zu rotem Sandstein verfestigt.

Übrigens bestehen keineswegs alle Dünen aus Quarzsand. So setzen sich nach Muschketow die turkestanischen Barchane zum großen Teil aus Kalksand oder anderen, der nächsten Umgebung entstammenden Stoffen zusammen und weisen daher oft eine sehr bunte Beschaffenheit auf. Auch auf manchen Koralleninseln finden sich aus feinem Kalkstaub entstandene dünenartige Hügelzüge, die durch allmähliche Verkittung durch kohlensauren Kalk eine völlig steinige Beschaffenheit erhalten können. So auf den Bermudas-

[1]) J. Walther, Lithogenesis der Gegenwart, 1894, S. 794.

inseln, wo derartige feinkörnige Kalke in großen Steinbrüchen gewonnen werden, und auf dem Keeling-Atoll. In Neumexiko endlich sind sehr verbreitet Gipsdünen (sogenannte weiße Sande von Ofero), deren Material mächtigen permischen Gipslagern entstammt.

Nach NANSEN[1]) können auch Eiskörner zu viele Meter hohen dünenartigen Hügeln zusammengetrieben werden, und dasselbe gilt von Schneeanwehungen überhaupt, die im kleinen alle Erscheinungen der Dünen, die Rippelbildung nicht ausgeschlossen, zeigen können. v. STAFF hat diese Ähnlichkeit in einem lehrreichen Aufsatze behandelt[2]). Abbildungen von Schneebarchanen hat HOBBS[3]) gegeben.

Den eben erwähnten Dünenkalken der Bermudainseln ähnliche, fein- und gleichkörnige, kreuzschichtige Kalksteine kommen auch in vielen älteren, tertiären, mesozoischen und paläozoischen Ablagerungen vor. Ein besonders ausgezeichnetes Beispiel bietet der karbonische Kalk von St. Louis, dem daher GRABAU eine wenigstens teilweise äolische Entstehung zuschreibt[4]).

Darüber, daß die Dünen durch Winde gebildete Aufschüttungen darstellen, kann natürlich kein Zweifel bestehen; im übrigen aber bildet ihre Entstehung eine verwickelte, noch in vielen Punkten der Klärung bedürftige Frage. Früher nahm man an, daß zur Bildung der Dünen unbedingt kleine Unebenheiten des Bodens oder Hindernisse, wie Steine, Grasbüschel, Baumstümpfe, Gebäudereste u. dgl. m. erforderlich seien. In der Tat ist durch Versuche mit quer zur Windrichtung in den Boden eingerammten Pflöcken und anderen über den Boden aufragenden Massen festgestellt worden, daß sich über solchem Hemmnis ein kleiner Sandwall bildet, der infolge weiterer Sandzufuhr wächst, bis er eine bestimmte, von der Stärke der Winde und der Größe der Sandkörner abhängige Höhe erreicht hat. Eine wichtige Rolle spielen nach REINKE[5]) bei diesem Vorgange an den Küsten von Schleswig-Holstein der dichte Rasen bildende Helm oder Strandhafer (*Psamma arenaria*) sowie der Strandweizen (*Triticum junceum*). Auf der nassen Sandfläche geben die Büschel des halophilen Strandweizens den ersten Anlaß zur Entstehung einer Düne. Sobald diese aber zu einer bestimmten Höhe emporgewachsen ist, wird der Strandweizen verdrängt durch den psammophilen (aber gegen die Benetzung mit Salzwasser sehr empfindlichen) Helm, unter dessen Herrschaft die entstehende Düne ihr Wachstum fortsetzt. *Triticum* liefert so den Unterbau, *Psamma* den Oberbau aller jungen Dünen dieser Küstengebiete.

---

1) NANSEN, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, S. 415.
2) v. STAFF, Wind und Schnee. Zeitschr. d. D.Ö. Alpenver. Bd. XXXVII, S. 45, 1906.
3) HOBBS, Characteristics of existing glaciers, S. 156. New York 1911.
4) GRABAU, Principles of Stratigraphy, S. 577.
5) REINKE, Streifzüge an den Küsten von Schleswig, S. 44. Kiel 1903.

Trotz diesen und manchen ähnlichen in anderen Gegenden gemachten Erfahrungen sind indes alle neueren Dünenforscher der Überzeugung, daß stauende Hindernisse der Bodenunterlage keine notwendige Vorbedingung für die Entstehung von Dünen sind; vor allem nicht in Wüsten, denen der Pflanzenwuchs oft völlig fehlt. CORNISH, BASCHIN u. a. sind der Ansicht, daß die Bildung der Dünen ebenso zu erklären sei, wie die der Rippelmarken. Beide werden von ihnen als „wirkliche Wellen" gedeutet, zwischen denen kein anderer Unterschied als in der Größe bestände, und CORNISH bezeichnet die Rippeln geradezu als „embryonale Dünen"[1]). Während aber Windrippeln durch jeden noch so vorübergehenden Wind erzeugt würden, wären die Dünen ein Erzeugnis längerer Zeit, vieler Windperioden.

Demgegenüber glauben allerdings andere Forscher, wie CHOLNOKY, alle näheren Beziehungen zwischen Rippeln und Dünen mit dem Hinweise darauf leugnen zu sollen, daß keinerlei Übergänge zwischen beiden beständen und noch nie eine Rippel zu einer Düne angewachsen sei.

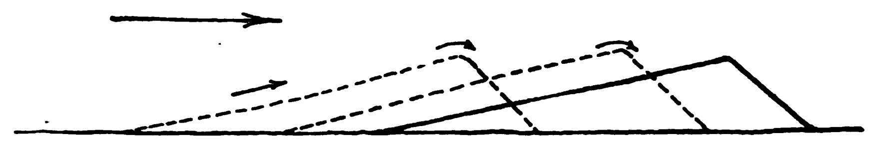


Fig. 271. Skizze zur Veranschaulichung der Wanderung einer Düne. (Der starke Pfeil gibt die Richtung der herrschenden Winde an.)

Es ist allgemein bekannt, daß die Dünen nicht an der Stelle stehen bleiben, wo sie sich zuerst bildeten. Dadurch vielmehr, daß die Sandkörner, sobald der Wind weht, fortwährend von der Vorderseite des Rückens über den Dünenkamm nach der Hinterseite getrieben werden, werden die Dünen vorn abgetragen, während hinten neue Sandschichten angelagert werden. Sie wandern so mit dem Winde fort. Gewöhnlich findet diese Fortbewegung landeinwärts statt. Wehen indes die herrschenden Winde nicht land-, sondern seewärts, so schreiten auch die Dünen seewärts vor. So an der Westküste von Afrika, den Kapverden gegenüber, wo nicht die See, sondern die Wüste den Sand liefert und die Winde den Sand in das Meer hinaustragen. In Ausnahmefällen wie diesem wandert die Düne meerwärts; gewöhnlich aber findet das Umgekehrte statt: die Dünen wandern landeinwärts und

[1]) Auch SVEN HEDIN ist derselben Meinung und vergleicht die Rippeln auf der Oberfläche der Dünen mit den kleinen Kräuselungswellen auf der Oberfläche großer ozeanischer Wogen (a. a. O. II, S. 428). — Dazu ist indes zu bemerken, daß während die großen Wellen eine Wirkung der Schwere unter dem Einflusse des Windes darstellen, die kleinen Wellen oder Kräuselungen auf Oberflächenspannungen des Wassers zurückzuführen sind. Es entstehen also zwar beide durch den Wind, beide stellen aber doch etwas Grundverschiedenes dar.

das Meer dringt immer tiefer in das Land vor. Im allgemeinen gilt daher der Satz, daß die Meeresküste den Dünen nachfolgt, wie an unseren norddeutschen und an der westfranzösischen Küste. Die Überreste der unter den Dünen begrabenen Ortschaften und Wälder kommen nach einiger Zeit am Strande wieder zum Vorschein, um alsbald ein Opfer der Wogen zu werden.

Manchmal kommen die Dünen von selbst zum Stillstande, sei es durch Verkittung der Sandkörner durch Kalkausscheidung aus dem Meere oder durch Quellabsätze, sei es durch natürlichen Pflanzenwuchs. ERICH KAISER bezeichnet sie dann als „verlandete Dünen“. Gewöhnlich aber schreiten die Dünen, wenn sie nackt sind, unaufhaltsam weiter. Im Durchschnitt kann man ihr Vorrücken auf 10 bis einige zwanzig Meter im Jahre veranschlagen.

Große Strecken bebauten Landes mit Dörfern, Städten und Wäldern sind auf diese Weise mit Sand überschüttet und vernichtet worden. So sind

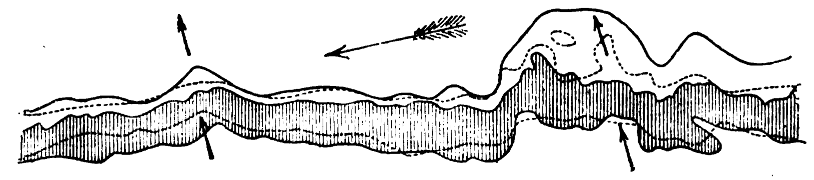


Fig. 272. Kärtchen eines Stückes der Kurischen Nehrung im Maßstab von 1 : 100 000 nach Aufnahmen des Preußischen Generalstabes in den Jahren 1837 bis 1839 und 1859 bis 1861, die Wanderung der Dünen veranschaulichend.
Die schraffierten Flächen geben die frühere, die unterbrochenen Linien die spätere Lage der Dünen, die kleinen Pfeile die Richtung der herrschenden Winde, der große Pfeil die Nordrichtung an.

in der Bretagne die Dünen seit Mitte des 17. Jahrhunderts bei St. Paul de Léon mehr als sechs Stunden landeinwärts gewandert und haben den ganzen Küstenstrich in ein ödes Sandmeer verwandelt. An der pommerschen Küste beträgt das Vorrücken der Dünen jährlich gegen 9 m. K. KEILHACK ermittelte mittels Meßzeichen für eine 25 m hohe Wanderdüne des Salesker Bruchs in Hinterpommern einen jährlichen Fortschritt von 10,5—10,75 m, für eine benachbarte, nur 4—6 m hohe Düne einen solchen von 17 m[1]). Für die Kurische Nehrung berechnete G. BERENDT[2]) 6 m für das Jahr. Die vorstehende, diesem Forscher entlehnte Zusammenstellung zweier durch einen Zeitraum von 25 Jahren getrennter Kartenaufnahmen eines Stückes jener Nehrung veranschaulicht deutlich die rasche Wanderung der dortigen Dünen nach dem hinter der Nehrung liegenden Haff. Gelingt es nicht das Vorrücken der Sandwälle aufzuhalten, so werden diese in längstens 550 Jahren das Haff vollständig ausfüllen und in Land verwandeln.

---

[1]) KEILHACK, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1896, S. 198.
[2]) BERENDT, Geologie des Kurischen Haffes. Königsberg 1869.

Im Mittelalter sind vermutlich die allermeisten Stranddünen Westeuropas noch bewaldet gewesen. Erst seit jener Zeit ist der Wald durch den Menschen beseitigt worden und hat die Wanderung der Dünen begonnen, der jetzt Einhalt zu tun sehr schwer fällt. Zu ihrer Festlegung wendet man hauptsächlich künstliche Bepflanzung an. Man beginnt damit auf der Meerseite, wo man die jungen Anpflanzungen durch Flechtwerk vor Entwurzlung durch den Wind zu schützen sucht. Zwischen das Flechtwerk pflanzt man zunächst verschiedene Strandgräser an, besonders *Psamma arenaria*, daneben *Ammophila arenaria*, *Elymus arenarius*, *Carex arenaria* u. a., die bald eine zusammenhängende Grasdecke hervorzubringen pflegen. Dann kann man Sträucher (Sanddorn, Tamarisken u. a.) und später Bäume (Kiefern, Pinien, Eichen usw.) anpflanzen. Diese Art der Bepflanzung dehnt man allmählich auf immer weiter landeinwärts liegende Geländestreifen aus, bis sie sich endlich über das ganze Dünengebiet erstreckt und dem weiteren Wandern der Sandrücken ein Ende setzt. An der deutschen Ostseeküste ist es auf diese Weise gelungen, große, bis dahin vollständig öde Sandgebiete für den Wald- und Ackerbau wiederzugewinnen.

Alte, bewegungslose, oft stark abgetragene und verwitterte, gelbe oder gebräunte, sogenannte tote Dünen finden sich an den verschiedensten Küsten, besonders solchen, die in neuerer Zeit eine Hebung erfahren haben. So an der italienischen Riviera, wo eine hochliegende tote Düne am Kap Mele, westlich Alassio, zu beobachten ist[1]).

Eine lehrreiche Gegend für ältere Dünenbildungen stellt auch die als Swinepforte bekannte Odermündung dar. Die Aufschüttung von Dünen begann hier in der altalluvialen Litorinazeit. Die ausgedehnten, damals im Ostseegebiet eintretenden Senkungen führten zum Einbruch des Meeres in die Oderbucht, zur Anhäufung von Sandbänken und zur Entstehung von Dünen. Die ältesten von diesen, die sogenannten Braundünen — 80 auf dem westlichen Swinemünder, 150 auf dem östlichen Misdroyer Haken[2]) — folgen alle der S-N-Richtung, sind stark abgetragen, nur wenige Meter hoch und durch humose Stoffe gebräunt. Die später entstandenen, weiter nördlich liegenden Gelbdünen — 25 auf dem Swinemünder, etwa 40 auf dem Misdroyer Haken — sind nicht viel höher als die Braundünen, aber weniger stark verwittert, bestehen aus gelbem Flugsand und verlaufen von W nach O. In noch jüngere Zeit, nachweislich in die letzten 200 Jahre, fällt die Entstehung der Weiß- oder Jungdünen. Auch sie streichen wesentlich von W nach O, erreichen aber 20 m Höhe und zeigen keine Spur von Verwitterung und Ortsteinbildung. Die Senken zwischen den Dünen

---

[1]) Issel, Evoluzione delle rive marine in Liguria. Roma 1911.

[2]) Als Haken werden die Reste der ehemaligen Nehrung zwischen Haff und Meer bezeichnet.

werden von langen geraden Torflagern eingenommen, die nach S mit den ausgedehnten Mooren am Haffrande verschmelzen.

Auch an der holländischen Küste sind in neuerer Zeit ganz ähnliche Beobachtungen gemacht worden wie an der pommerschen[1]). Auch dort sind die älteren, ganz auf das Festland beschränkten Dünen angewittert und im Innern infolge von Ortsteinbildung gebräunt, während die jüngeren,

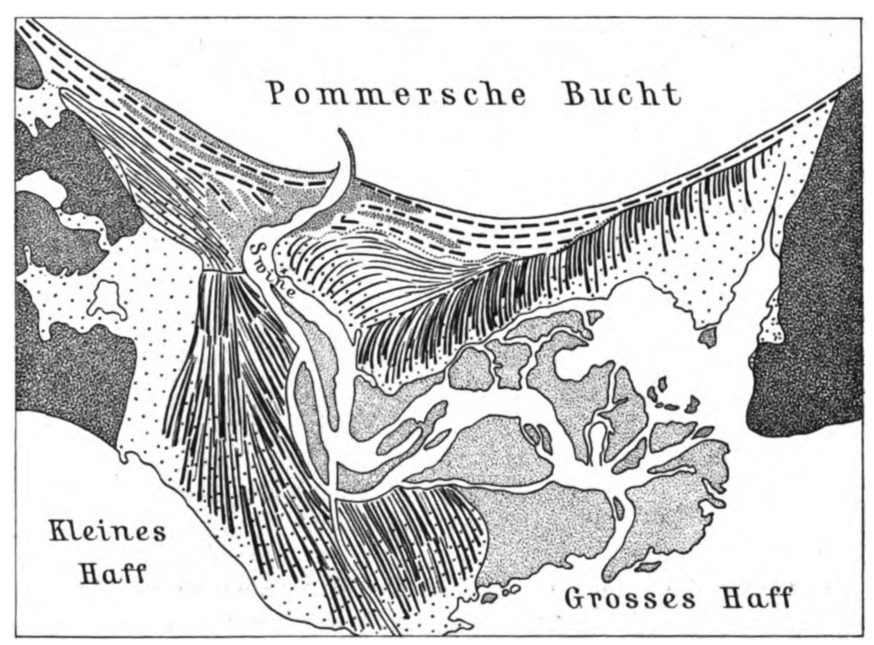


Fig. 273. Kärtchen der Swinepforte mit ihren verschiedenaltrigen Dünenbildungen. Maßstab ungefähr 1 : 180 000. Nach K. Keilhack[2]).
Dunkelgrau: ältere diluviale Inselkerne. Starke schwarze Linien: älteste oder Braundünen. Schwächere schwarze Linien: jüngere Gelbdünen. Gestrichelte Linien: Jung- oder Weißdünen. Weit punktiert: Torflager, hellgrau: Flußsand.

auf den Nordseeinseln sich findenden Dünen gänzlich unverwittert und gleichmäßig weiß sind.

Geologisch ältere (sogenannte fossile) Ablagerungen mit Flugsandmerkmalen finden sich in den allerverschiedensten Formationen. So schon in dem Windkanter führenden algonkischen Torridonsandstein Schottlands und in dem ebenfalls Kantengeschiebe enthaltenden altkambrischen Eophytonsandstein Schwedens. Auch

[1]) van Baren, Meeresdünen an der holländischen Nordseeküste. Zeitschr. der Holländ. Geogr. Ges. 30, S. 585, 1913.

[2]) Keilhack, Erläuterungen zum Blatte Misdroy der geologischen Spezialkarte von Preußen usw. Liefg. 196. Berlin 1914. — Vgl. auch W. Kranz, Die Umgegend von Swinemünde usw. (Landeskundliche Studie.) Swinemünde 1912.

der silurische St. Peter- und Sylvaniasandstein der Vereinigten Staaten, der aus wohlgerundeten Sandkörnern von fast gleicher Größe besteht und ein schwach dolomitisches Bindemittel besitzt, stellt nach GRABAU[1]) ein vollkommenes Abbild vieler afrikanischer Wüstensandanhäufungen mit Kreuzschichtung dar (Fig. 274).

Weiter könnten als Sandsteinbildungen mit mehr oder weniger deutlich äolischem Gepräge genannt werden manche Ablagerungen unseres Rotliegenden, welches E. SUESS schon vor langer Zeit als eine Wüstenbildung angesprochen hat; ferner viele Triassandsteine Europas und Nordamerikas, gewisse Teile des nubischen Sandsteins von Ägypten, des Dakota- und Raritansandsteins der Vereinigten Staaten — alle der Kreideformation angehörig, ferner der tertiäre Monument-Creek-Sandstein von Kolorado u. a. m.

Wir können die Besprechung der Dünenbildung nicht verlassen, ohne die große geologische Bedeutung des Wanderns der Dünen hervorzuheben.

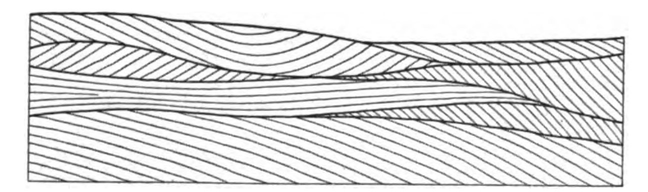


Fig. 274. Kreuzschichtiger silurischer Sylvaniasandstein. Maßstab 1 : 80. Nach SCHERZER und GRABAU.

Die Flugsande des Strandes wie auch der Wüste sind in fortwährender Wanderung begriffen und schreiten, indem sie das ganze Gebiet mit Schutt eindecken, in dieser oder jener Richtung vor. Im Laufe langer Zeiträume können diese Verschiebungen große Beträge erreichen und vielfachen Schwankungen unterworfen sein. Es ergeben sich daraus — wie J. WALTHER hervorgehoben hat — förmliche Transgressionsvorgänge, und diese äolischen Transgressionen werden echten marinen Transgressionen um so ähnlicher werden können, als auch bei ihnen die jüngeren transgredierenden Bildungen die allerverschiedensten älteren Gesteine bedecken und von diesen durch eine Denudationsfläche getrennt sein werden. Nur in der Beschaffenheit der von einer transgredierenden Wüste zurückgelassenen Sedimente wird sich eine wesentliche Verschiedenheit gegenüber den Ablagerungen eines transgredierenden Ozeans zeigen müssen. Das Fehlen von Meeresversteinerungen, das Vorherrschen von Sandsteinen mit Diagonalschichtung, Rippelmarken, Trocknungsrissen, Windkantern usw., ihre häufige Vergesellschaftung mit Gips und Salz und andere Merkmale werden ihren äolischen Ursprung mehr oder minder deutlich verraten.

[1]) GRABAU, Principles of Stratigraphy, S. 571.

In der Tat finden sich — wie oben ausgeführt — fast in allen Formationen neben normalen marinen Sedimenten mächtige, überwiegend rote, fossilarme, keine sicheren Meeresorganismen enthaltende Sandsteine, Konglomerate und Tone, die mit mehr oder weniger Wahrscheinlichkeit als alte Wüstenablagerungen angesprochen werden dürfen. Von deutschen Gesteinsbildungen gehören dahin große Teile unseres Rotliegenden und Buntsandsteins. Beide liegen nicht nur an vielen Punkten unmittelbar auf wesentlich älteren Gesteinen, sondern es transgredieren auch oft ihre jüngeren Stufen über die älteren.

Atmosphärische Staubablagerungen.

Die der Luft nie gänzlich fehlenden feinen Staubteilchen haben eine doppelte Herkunft. Einmal können sie kosmischen und zweitens terrestrischen Ursprungs sein.

Der aus zerriebenem meteoritischen Stoff bestehende, stets mehr oder weniger eisenreiche kosmische Staub mag häufiger sein als gewöhnlich angenommen wird; indes liegen darüber erst spärliche Beobachtungen vor. Die meisten verdanken wir NORDENSKJÖLD, der kosmische Staubabsätze besonders auf der Oberfläche des grönländischen Inlandeises beobachtet und dort mit dem Namen Kryokonit belegt hat[1]).

Der terrestrische Staub stammt entweder von Vulkanausbrüchen oder von der Gesteinsverwitterung her. In diesem Falle sind ihm häufig organische Bestandteile beigemengt, wie dies namentlich von dem auf dem Atlantischen Ozean westlich von Afrika sowie in Südeuropa niederfallenden, aus Afrika kommenden diatomeenreichen Passatstaub gilt. Werden solche Staubmassen durch Regengüsse niedergeschlagen, so entsteht der oftmals mißgedeutete sogenannte Schmutz- oder Blutregen bzw. Blutschnee.

Ein neuerer derartiger roter Schlammregen, der viel von sich reden machte, fiel in den Tagen vom 9. bis zum 12. März 1901 über ganz Süd- und Mitteleuropa und ist bis nach Perm und Kopenhagen hin beobachtet worden. Nach den Untersuchungen von HELLMANN und MEINARDUS hatte er seinen Ursprung in der algerischen Sahara und bestand aus Quarz, Kalk, tonigen Bestandteilen und Eisenerz, welches seine rote Färbung bewirkte. Die Größe der Sandkörner nahm nach N zu immer mehr ab. Allein das Gewicht der damals in Italien niedergefallenen Staubmassen ist auf mehr als 1 300 000 t geschätzt worden.

Je weiter nach N, desto seltener ist die Erscheinung des Blutregens.

---

[1]) Abh. d. Preuß. Meteorol. Instituts. Berlin 1901.

Es unterliegt keinem Zweifel, daß auf diesem Wege sehr beträchtliche Massen von atmosphärischem Staub vom Festlande ins Meer gelangen, wo sie allmählich niedersinken und die Sedimentbildung beschleunigen.

Ungleich wichtiger als die Bildung der genannten Staubablagerungen ist die äolischer Absätze durch örtliche Anhäufung der feinsten Abwitterungsteilchen der Gesteine.

In unseren Gegenden, wo es zu allen Jahreszeiten regnet, werden alle bei der Verwitterung entstehenden feinen Staubteilchen alsbald wieder fortgeschwemmt und können sich daher nirgends in größerer Menge ansammeln. Anders im trockenen Innern großer Festländer wie des asiatischen, wo oft monatelang kein Tropfen Regen fällt. Hier kann der teils örtlich entstandene, teils von Winden aus der Nachbarschaft herbeigeführte Gesteinsstaub sich in einer uns ganz unbekannten Mächtigkeit anhäufen. Alle Reisenden, die jene Gegenden besuchten, schildern die dort so häufigen furchtbaren Staubstürme, welche den Himmel mitunter tagelang verdunkeln und alle Gegenstände mit einer dicken Staubschicht überziehen.

Wo nun der äolische Staub auf pflanzenlosen Boden niederfällt, da kann er nur so lange liegen bleiben, bis er vom nächsten Sturm wieder emporgewirbelt wird. Anders, wo er auf grasbewachsenen Steppen abgesetzt wird und die Grashälmchen ihm Schutz verleihen: indem hier aus der neugebildeten Staubschicht in kurzer Zeit wieder eine neue Grasdecke hervorsprießt, sind alle Bedingungen zur Bildung mächtiger äolischer Ablagerungen gegeben.

Wenn auch unmittelbare darauf bezügliche Messungen fehlen, so kann es doch keinem Zweifel unterliegen, daß die auf diesem Wege erfolgende Bodenerhöhung im Laufe der Jahrtausende ganz bedeutende Beträge erreichen kann. Begreiflicherweise werden es besonders die oft sehr ausgedehnten, mehr oder weniger abflußlosen Steppenländer sein, in denen als in Gebieten verhältnismäßiger Ruhe der Atmosphäre die äolische Ablagerung am schnellsten vor sich geht.

Nach diesen Ausführungen würden zur Bildung mächtigerer äolischer Lehmablagerungen außer größeren atmosphärischen Staubmassen noch erforderlich sein 1. eine Grasdecke, welche die niederfallenden Staubabsätze festhält und überzieht, und 2. größere abflußlose Becken, aus denen die gebildeten Ablagerungen nicht wieder durch Regen und strömendes Wasser herausgeführt werden. Diese Bedingungen finden sich erfüllt in den Zentralgebieten der Festländer, insbesondere in deren Steppengürtel, und aus diesem Grunde sind die weiten Steppen der Mongolei und Turkestans das Gebiet der Erde, wo heute die ausgedehntesten und mächtigsten Absätze von gelbem Staub, von sogenanntem **Löß**[1]) entstehen.

[1]) F. v. Richthofen, China I, S. 56, 152, 1877. — Tietze, Geologie von Lemberg. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien 1882, S. 105. — Wahnschaffe, Die Quartär-

Besonders mächtig und weitverbreitet ist der Löß in China, wo seine Bildungsweise vom berühmten Erforscher dieses Landes, F. v. RICHTHOFEN untersucht worden ist. Der chinesische Löß stellt ein mehr oder weniger ungeschichtetes, gelbliches, feinerdiges und leicht zerreibliches, durch zahllose kapillare Röhrchen poröses Gebilde von 50 bis einigen hundert Metern Mächtigkeit dar. Ein geringer, aber fast immer vorhandener Kalkgehalt gibt Anlaß zur Bildung von kleinen, oft sonderbar geformten Mergelkonkretionen, den sogenannten Lößpuppen oder Lößmännchen. Außer ihnen enthält der chinesische Löß noch Reste von Landschnecken und Landsäugern, aber keine von Wassertieren.

Die Höhenlage des chinesischen Lösses wechselt sehr und schwankt zwischen wenigen Dekametern und 2400 m. Überall erfüllt er vorzugsweise die größeren Bodenvertiefungen, also beckenförmige Senken und Tal-

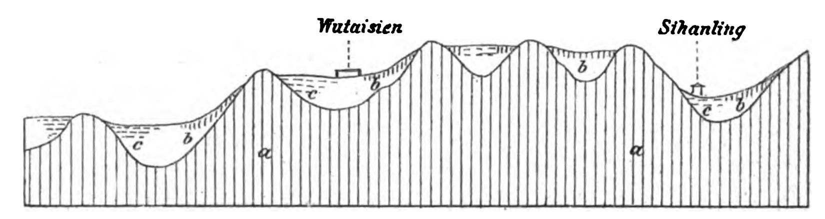


Fig. 275. Querschnitt durch die Lößbecken am Südfuß des Wutaischan in Nordchina. Nach RICHTHOFEN.

a Unterlage des Lösses, *b* Land-, *c* Seelöß.

furchen im Hügel- und Gebirgslande (vgl. Fig. 275); außerdem tritt er aber auch am Fuß von Gebirgszügen (z. B. des Tien Schan) sowie in der Ebene auf —, hier in Gestalt weitausgedehnter Decken, in die die Täler oft tief einschneiden. In diesen Einschnitten zeigt sich seine ausgesprochene Neigung in senkrechten Wänden abzubrechen auf das deutlichste (Fig. 276).

Hier und da kommen in China und Turkestan neben dem typischen ungeschichteten Löß auch Lößablagerungen mit mehr oder weniger ausgesprochener Schichtung vor. RICHTHOFEN nimmt an, daß sie in (wohl meist salzigen) Wasserbecken gebildet wurden, in welchen die niederfallenden Staubmassen eine Saigerung und damit eine Art Schichtung erhielten, und bezeichnet sie dementsprechend als Seelöß. Dem Seelöß fehlt die ka-

---

bildung der Umgebung von Magdeburg. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. VII, S. 1, 1885. — RUSSELL, Subaerial depos. arid region N. Amer. Geol. Mag. 1889. — FRÜH, Löß von St. Gallen. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich Bd. 44, S. 157, 1899. — J. WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung 1900, S. 131. — F. WAHNSCHAFFE, Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., S. 233, 1909. — OBRUTSCHEW, Zur Frage der Entstehung des Löß. Tomsk 1911 (russ.). Vgl. auch DERSELBE in Petermanns Geogr. Mitteil. 1911 u. 1912.

pillare Struktur des echten Lösses, die RICHTHOFEN auf die Würzelchen der Steppengräser zurückführt.

Dem chinesischen Löß sehr ähnliche Bildungen sind auch in Europa und anderen Erdteilen sehr verbreitet. Bei uns gehören sie überall dem Diluvium (den Interglazialzeiten und der Postglazialzeit) an und nehmen eine breite, sich vom Kanal durch die Niederlande und Belgien nach Mittel- und Süddeutschland, Schlesien, Galizien und Südrußland erstreckende Zone ein. Die Mächtigkeit unseres Lösses bleibt zwar erheblich hinter der des chinesischen zurück, da sie meist nur 3—8 m beträgt; auch geht er lange nicht so hoch hinauf wie in China, da seine obere Höhengrenze nicht leicht über 300—400 m beträgt; im übrigen aber ist der europäische Löß dem chinesischen in allen Stücken ähnlich. Er stellt gleich ihm ein feinsandiges[1]), hellgelbes, kalkhaltiges, meist nicht oder nur schwach geschichtetes, durch kapillare Struktur ausgezeichnetes, Lößpuppen und Landschnecken, aber gewöhnlich keine Wasserkonchylien enthaltendes Gebilde dar. Auch unser Löß ist ferner durch eine besonders in Hohlwegen hervortretende, ausgesprochene Neigung zur Bildung senkrechter Wände ausgezeichnet, und auch bei uns tritt er wie in China in sehr verschiedener und auf kurze Erstreckung wechselnder Höhenlage auf. Sehr auffällig ist außerdem die Einseitigkeit, in der er — als sogenannter Flankenlehm — in den Tälern auftritt: er pflegt hier nämlich nur an einem Gehänge, und zwar an dem im Schatten der herrschenden Winde, d. h. im W des Flusses liegenden, also gegen O gekehrten vorhanden zu sein, während die gegenüberliegende Talseite lößfrei ist.

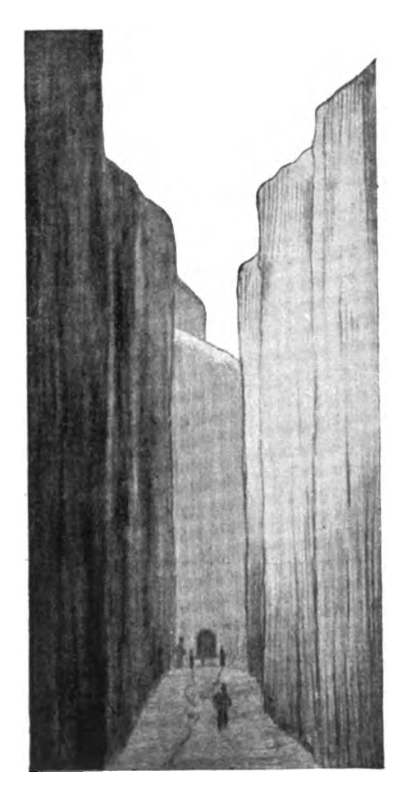


Fig. 276. Lößschlucht in China. Nach F. v. RICHTHOFEN.

[1]) Da Quarz sein Hauptbestandteil ist, kann sich der Kieselsäuregehalt des Lösses auf über 70 v. H. erheben. Neben den Quarzkörnern enthält er besonders Feldspatsplitter, die durch Überzüge von $CaCO_3$ locker verbunden sind. Der Kalkgehalt, ursprünglich wohl als feinster Staub vorhanden, wechselt, beträgt aber nie über 40 v. H. Bei der Verwitterung werden die Karbonate allmählich gelöst und in tiefere Schichten geführt, wo sie die Lößpuppen bilden (MEIGEN u. SCHERING, Mitteil. d. Bad. Geol. Landesanst. VII, S. 2, 1914).

Aber auch außerhalb Europas und Asiens besitzen lößartige Gebilde eine außerordentliche Verbreitung. So besonders in den Pampas von Argentinien und in den Prärien von Nordamerika, auf Neuseeland und anderwärts.

Nach v. TILLO[1]) würden lößartige Böden in Asien 3, in Nordamerika 5, in Europa 7, in Südamerika sogar 10 v. H. der Gesamtfläche einnehmen, woraus sich für die ganze Erde nicht weniger als 4 v. H. Lößboden berechnen würden.

Alle im vorstehenden hervorgehobenen Eigenschaften des Lösses sind so eigentümlich, daß seine Entstehung lange Zeit ein Rätsel gewesen ist. Die älteren Geologen, LYELL, RAMSAY u. a., betrachteten den Löß des Rheintales, wo er besonders mächtig entwickelt ist, als letzten Rückstand der beim Rückzug der großen eiszeitlichen Alpengletscher entstandenen, die Täler bis zu großer Höhe erfüllenden Schmelzwässer. Unter den späteren Forschern haben namentlich GÜMBEL und FR. SANDBERGER den Löß des Rhein- und Maintales als ein Erzeugnis von Hochfluten dieser Ströme angesprochen, und ähnliche Ansichten haben noch heute Anhänger. Indes sprechen die Schichtungslosigkeit des Lösses, der Mangel an Süßwasserkonchylien, seine Kapillarstruktur, die an seiner Unterlage gelegentlich vorkommenden Windkanter (Fig. 277), seine Landtierreste, sein Auftreten als Flankenlehm, seine auf kurze Erstreckung wechselnde Höhenlage und vor allem sein Weggreifen über die Wasserscheiden entschieden gegen seine Deutung als einen wie auch immer entstandenen Wasserabsatz. Es ist daher sehr begreiflich, daß die große Mehrzahl der heutigen Geologen ihn nach dem Vorgange RICHTHOFENS als äolisch betrachtet, d. h. als ein nach Art des chinesischen Lösses durch Zusammentragung der feinsten Zersetzungsteilchen der Gesteine, daneben vielleicht auch durch Regenspülung entstandenes Gebilde.

In der Tat finden alle Eigentümlichkeiten des Lösses aus der RICHTHOFENschen Theorie heraus eine ebenso einfache wie natürliche Erklärung. Allerdings wurde die äolische oder subaerische Lößtheorie erst möglich, als man mit den Verhältnissen der trockenen Zentralgebiete der Kontinente, die von denen unserer Gegenden so verschieden sind, näher bekannt wurde und insbesondere die dort noch jetzt vor sich gehende Entstehung mächtiger lößähnlicher Staubablagerungen kennen lernte.

Wenn auch bei uns, ebenso wie in China, die vom Winde herbeigeführten Staubmassen hier und da in Wasserbecken niedersanken und infolge der Saigerung ihrer Bestandteile eine Art Schichtung angenommen haben, so berechtigen derartige gelegentliche geschichtete Vorkommen doch noch nicht,

[1]) v. TILLO, Petermanns Geogr. Mitteil. 1893, S. 17. — Sandwüsten würden nach demselben Forscher etwa 7 v. H. des Festlandes einnehmen.

dem Löß im allgemeinen eine Entstehung in Seebecken zuzuschreiben oder ihn als einen Absatz von Hochfluten zu deuten; um so weniger, als es bei einem Gebilde von der Lockerheit und leichten Beweglichkeit des Lösses nur natürlich erscheint, wenn er vielfach nachträglich abgeschwemmt und umgelagert worden ist und in diesem Zustande eine mehr oder weniger ausgesprochene Schichtung zeigt oder gar mit Sand- und Kieslagen wechsellagert.

Ablagerungen von der außerordentlichen Verbreitung des Lösses wollen nicht auf Grund beschränkter Erfahrungen, sondern von einem weiten Be-



Fig. 277. Stück eines Windschliffpflasters an der Unterlage einer Lößablagerung. Ostufer der Kleinen Lohe, Blatt Nimptsch (Schlesien). (Tafel 4 der Erläuterungen zu Blatt Jordansmühl der geologischen Spezialkarte von Preußen usw. Liefg. 189. Berlin 1914.) Die Pfeile bezeichnen die größeren Schliffflächen.

obachtungsgebiet aus beurteilt werden. Tut man dies aber und berücksichtigt man zugleich die sich noch vor unseren Augen vollziehende Entstehung von Löß in Mittelasien, so scheint allein die äolische Theorie RICHTHOFENS eine genügende Erklärung aller Eigenschaften dieses merkwürdigen Gebildes zu bieten.

Sehr ins Gewicht fallen dabei die innigen Beziehungen, die der Löß in Europa wie auch in Nord- und Südamerika zu den großen diluvialen Vereisungsgebieten zeigt. Überall nämlich tritt er nur außerhalb dieser Gebiete und ihrer Moränen auf, so daß PENCK, STEINMANN u. a. ihn schon lange

als ein Ausblasungserzeugnis der diluvialen Grundmoränen betrachten.

Diese „peripherische oder randliche Lage der Lößgebiete zu den Vereisungsgebieten" ist besonders von TUTKOWSKI[1]) scharf betont worden. TUTKOWSKI weist darauf hin, daß über jeder großen Binneneisdecke ein Gebiet hohen Luftdrucks sich ausbilden müsse, von dem heftige föhnartige (d. h. verhältnismäßig warme und trockene) Winde nach den Rändern abströmen werden. Beginnt das Eis sich zurückzuziehen, so streichen die Winde über breite eisfrei gewordene Grundmoränenflächen fort, trocknen diese aus und führen Wolken von Staub in die davorliegende Grassteppenzone, um sie dort abzulagern. Auf diese Weise muß in der Umrandung eines jeden großen Vereisungsgebietes eine „Inflationszone", ein Gürtel mit Lößablagerung entstehen, und Lößbildung wird daher am Ende jeder Eiszeit — und natürlich ebenso in der sogenannten Postglazialzeit — eine Notwendigkeit sein.

Wir dürfen also aussprechen, daß in allen vereist gewesenen Gebieten der Löß ein Erzeugnis der Vereisung darstellt. Anders verhält es sich in der eigentlichen Heimat des Lösses, in China, wo er ohne ersichtliche Beziehung zu einer Vergletscherung „als Wüsten- und Steppenbildung" auftritt[2]).

Eine glänzende Bestätigung hat die RICHTHOFENsche Lößtheorie bald nach ihrer Aufstellung durch die von NEHRING[3]) zuerst im Löß von Thiede unweit Braunschweig entdeckte, dann auch an vielen anderen Punkten Deutschlands, Österreichs und anderer Länder nachgewiesene Steppenfauna erhalten. Neben den gewöhnlichen großen diluvialen Pflanzenfressern, wie dem Mammut und wollhaarigen Rhinozeros, und einer Reihe von hochnordischen Tieren, wie dem Moschusochsen, dem Eisfuchs, dem Renntier usw., enthält diese Fauna noch eine Menge von anderen Formen, besonders von Nagetieren, die zum großen Teil noch heute in den Steppen und Tundren Sibiriens zu Hause sind, wie den Lemming, den Ziesel, das Steppenmurmeltier, den Wildesel und viele andere. Diese merkwürdige Formengesellschaft beweist aufs schlagendste, daß zu Ende der Glazial- und zu Beginn der Postglazialzeit in unseren Gegenden ein kaltes und trockenes Klima bestand, welches bei herrschenden Kontinentalwinden alle Bedingungen zur Entstehung des Lösses bot.

[1]) TUTKOWSKI, Verhandlungen der zwischenvölkischen Geologentagung in Stockholm im Jahre 1910, Bd. I, S. 359. Stockholm 1912.

[2]) Daß auch in unseren Gegenden gelegentlich noch heute durch Windwehen Staubanhäufungen von lößähnlicher Beschaffenheit entstehen können, hat SAUER (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1888, S. 575) nachgewiesen.

[3]) NEHRING, Archiv für Anthropologie, Bd. X u. XI, 1878. — DERSELBE, Über Tundren und Steppen. Berlin 1890.



Als ältere lößähnliche Bildungen werden von W. D. MATTHEW[1]) die oligozänen White-River-Lehme aufgefaßt. Dafür sprechen ihre Fein- und Gleichkörnigkeit, ihre Schichtungslosigkeit sowie das Fehlen von Wassertieren, während Reste höherer Landtiere zahlreich sind. A. GRABAU[2]) nimmt an, daß auch manche paläozoische Ablagerungen, die ähnliche Merkmale zeigen und eng mit anderen Kontinentalbildungen verknüpft sind, eine lößähnliche Entstehung haben könnten. So der oberdevonische Nunda- und Portagesandstein des mittleren Neuyork, wie er besonders im Geneseetale ausgebildet ist, so weiter der rote mittelsilurische Vernon shale im östlichen Neuyork, der mit salz- und gipshaltigen Ablagerungen der Salinagruppe innig verbunden ist.

Im Anschluß an vorstehende Mitteilungen über äolische Neubildungen seien hier noch die geologisch wenig wichtigen Wirkungen des Blitzschlages berührt.

HUMBOLDT und BONPLAND haben vom Blitz erzeugte glasige Schmelzrinden und tiefe Löcher auf dem Gipfel des mexikanischen Vulkans Toluca beobachtet, ABICH auf dem des kleinen Ararat. Nach ALB. HEIM sind so entstandene Glasrinden von sehr vielen Gipfeln der Schweizer Alpen bekannt. Sie fehlen (nach einer freundlichen brieflichen Mitteilung von ihm) den obersten 2—4 m einzelstehender, aus Silikatgesteinen bestehender Hochgipfel fast nie. Entfernt man die Rinde, so findet man einige Jahre später eine andere neugebildete. Wird aber auf dem Gipfel ein Signalsteinmann mit Eisenstange eingesetzt, so geht der Blitz durch diese und es entstehen keine Schmelzrinden mehr.

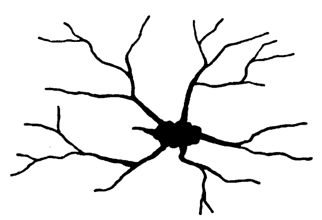


Fig. 278. Sogenannter Blitzstern (Durchmesser 10—2 m).

In den Boden einschlagende Blitze haben aber auch die Kraft, in lockerem Gestein fußbreite und -tiefe Rinnen aufzureißen und festen Fels zu zersplittern und zu zersprengen. Ein neuerer Fall dieser Art ist von HÄBERLE aus dem Buntsandsteingebiet von Pirmasens in der Pfalz beschrieben worden[3]), andere von G. ANDERSSON und FREDHOLM[4]).

Wo Fels mit einer dünnen Rasenrinde überzogen ist, da verzweigt sich der Blitz im feuchten Rasen und erzeugt ein System von radialen, von einem mittleren Loch zersprengten Gesteins ausgehenden Furchen, die wie vom Pflug aufgerissen aussehen: die sogenannten Blitzsterne (Fig. 278).

---

[1]) MATTHEW, Amer. Natural., Bd. 33, S. 403, 1890.

[2]) GRABAU, Principles of Stratigraphy, S. 569.

[3]) HÄBERLE, Mitteil. d. Oberrhein. Geol. Ver. 1912, S. 26.

[4]) Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 23, S. 521; 24, S. 283.

Eine andere bekannte Wirkung des Blitzschlages im Sandboden sind die Blitzröhren oder Fulgurite. Sie entstehen durch Zusammenschmelzen oder Zusammensintern von Sandkörnern, können mehrere Meter lang werden und verzweigen sich gewöhnlich nach unten zu. Sie finden sich in der Lüneburger Heide und an vielen anderen Punkten Norddeutschlands, in der Sahara usw.

II. Geologische Wirkungen des Wassers.

Unter allen auf der Erde wirkenden exogenen Kräften spielt das Wasser weitaus die wichtigste Rolle. Es tritt in dreifachem Zustande auf, in dampfförmigem, flüssigem und festem, übt aber unmittelbare geologische Wirkungen nur in flüssiger und fester Form aus.

Während es in fester Gestalt, als Eis, nur mechanisch wirkt, sind seine Wirkungen in flüssigem Zustande sowohl mechanische als auch chemische.

Die chemische Tätigkeit des Wassers findet sowohl an der Erdoberfläche statt, wo es im Verein mit anderen mechanischen Kräften den wichtigen Vorgang der Gesteinsverwitterung zur Folge hat, als auch im Innern der Erdkruste, wo es die Zersetzung und Auslaugung der Gesteine vermittelt.

Die mechanischen Wirkungen des Wassers sind wesentlich an die strömenden Wässer der Erdoberfläche, an die Bäche, Flüsse, Seen und das Meer geknüpft. Besonders wichtig ist hier außer der Küstenzerstörung durch die Brandung die Erzeugung von Bodenfurchen. Ursprünglich ebene Erdräume erhalten dadurch allmählich eine reiche und mannigfaltige Gliederung: es vollzieht sich der bedeutsame, als Erosion bekannte Vorgang.

In beiden Formen wirkt das Wasser nicht nur zerstörend, sondern auch neubildend. Seine chemische Tätigkeit hat nämlich nicht nur die Verwitterung und Auslaugung der Gesteine zur Folge, sondern veranlaßt auch durch Abscheidung der von ihm gelösten Stoffe die Bildung neuer Mineralablagerungen, die teils an der Erdoberfläche, teils am Grunde von Seen und Meeren, teils in Hohlräumen im Innern der Gesteine entstehen. Ebenso aber wirken die Erosion und die sich aus den vereinigten Wirkungen der Erosion und Verwitterung ergebende, als Denudation bezeichnete allgemeine Bodenabtragung nicht bloß zerstörend, sondern führen auch durch Ablagerung der vom Wasser fortgeschafften Zerstörungsreste der Gesteine zur Entstehung neuer Gesteinsschichten am Boden der ruhenden Wasseransammlungen, besonders des Meeres.

Wir betrachten zuerst die geologischen Vorgänge der meteorischen Wässer und der Verwitterung; sodann den unterirdischen Wasserverlauf; darauf die Tätigkeit der strömenden Wässer der Oberfläche; weiter diejenige der stehenden Wasseransammlungen des Festlandes; alsdann die Wirkungen des Eises und endlich diejenigen des Meeres.

A. Meteorwässer und Verwitterung.

Allgemeine Vorbemerkungen.

Allen Wasseransammlungen der Erde, dem Meere, den Seen, Flüssen usw. entsteigen beständig Wasserdünste, die in den höheren Teilen der Atmosphäre in flüssige Form übergehen, um als Regen, Schnee usw. wieder zur Erdoberfläche zurückzukehren. Es ist dies jener so oft geschilderte und so überaus wichtige, nie ruhende Kreislauf des Wassers[1]).

Auf die ganze Erdoberfläche verteilt, würde die Höhe des im Laufe eines Jahres fallenden Wassers etwas weniger als einen Meter betragen, die Menge des im Jahre am Kreislauf teilnehmenden Wassers reichlich 400 000 cbkm[2]). Als dauernd fließender Strom gemessen, würden dies etwa 10 Mill. cbm in der Sekunde sein oder ein Würfel von 210 m Seitenlänge.

Von dieser Wassermasse fällt etwa $^1/_4$ auf das feste Land, der Rest auf das Meer nieder. Im Durchschnitte sind etwa 4000 Jahre erforderlich, damit jeder Wassertropfen den Kreislauf aus dem Meere in die Atmosphäre und zurück einmal vollführt.

Als Niederschlagshöhe bezeichnet man die Höhe, die die an einem Punkte fallenden Niederschläge im Laufe eines Jahres erreichen würden, wenn sie am Orte verblieben. Sie unterliegt oftmals großen Schwankungen. Im allgemeinen nimmt die Regenmenge ab mit der Entfernung von den Küsten und nimmt zu mit der Erhebung über das Meer. An den Küsten regnet es also mehr als im Innern des Landes und im Gebirge mehr als im Flachland.

Als Durchschnittswert (mittlere Niederschlagshöhe) gelten 750 mm. Gebiete mit größerer Niederschlagshöhe werden als regenreich, solche mit geringerer als regenarm bezeichnet.

Für manche Wüstengebiete ist die Niederschlagshöhe = 0; für das norddeutsche Flachland 460—820, für die mitteldeutschen Gebirgsgegenden 600 bis 1200, für ganz Mitteleuropa 714 mm; in den Alpenländern beträgt sie 1000 bis 1700[3]), am Südabhang des Himalayas endlich (Maximum) 12 000 mm u. m.

[1]) R. Fritzsche, Zeitschr. f. Gewässerkunde, 7, 1906. — E. Kaiser, Meteorwasser. Sond.-Abdr. aus Handwörterb. d. Naturwiss., Bd. VI, S. 862, 1912.

[2]) Nach Fritzsche 465 300 km^3.

[3]) Nach H. Keller, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung in Mitteleuropa. (Jahrb. f. Gewässerkunde Norddeutschlands, Bd. I, Nr. 4. Berlin 1906.)

Eine wesentliche Rolle spielen für die Verdichtung der atmosphärischen Wasserdünste die Hochgebirge. Wie sich der Hauch des Atems an kalten Gegenständen abscheidet, so muß sich an jenen hohen kalten Gebirgsmauern der Wasserdampf der feuchten Luftströme niederschlagen. Man hat daher die über die Schneegrenze aufragenden Teile der Hochgebirge mit ihren Firnfeldern treffend mit großen Sammelbecken gefrorenen Wassers verglichen, die sich gerade dann zu entleeren beginnen, wenn in der warmen Jahreszeit in den benachbarten Niederungen der Wasserbedarf der Tier- und Pflanzenwelt am größten ist.

Die Mittelgebirge vermögen bei ihrer geringen Höhe den Wasserdampf der Luft nur in viel geringerem Maße zu binden. Wenn sie trotzdem oft recht wasserreich sind, so ist dies in erster Linie ihrer Bewaldung zu verdanken. Der Wald wirkt zwar nicht an und für sich vermehrend auf die Niederschlagsmenge — diese ist im Waldgebirge unter sonst gleichen Umständen kaum größer als im waldarmen oder waldlosen Gebirgslande; wohl aber befördert der Wald den Wasserreichtum einer Gegend dadurch, daß er die Niederschläge festhält und aufspeichert. Denn einmal schützt er den Boden vor starker Erwärmung und Austrocknung, und zweitens hält seine Laub- und Moosdecke die an den Abhängen abfließenden Regen- und Schmelzwässer fest. Auch die Humusschicht des Waldes wirkt in gleicher Weise, da sie unter allen Böden das größte Wasserfassungsvermögen besitzt und das aufgesaugte Wasser nur langsam abgibt.

Die Gebirgswälder spielen auf diese Weise eine große Rolle für die Erhaltung der Bodenfeuchtigkeit und damit für die Erhöhung des Grundwasserstandes und die Ergiebigkeit und Gleichmäßigkeit der Quellen. Daher die Erscheinung, daß nach Rodung der Wälder viele Quellen versiegen und erst nach Wiederaufforstung sich wieder einstellen.

Es ist bekannt, daß manche Gebirgsgegenden Südeuropas, die an großem Wassermangel leiden, ehedem wasserreich waren und daß ihre heutige Trockenheit nur eine Folge unvorsichtiger Entholzung in früheren Jahrhunderten ist. Bei Gewitterregen stürzt jetzt in jenen Gegenden das durch keine Pflanzendecke aufgehaltene Wasser rasch über die ihrer ehemaligen Humusdecke beraubten kahlen Abhänge fort, sammelt sich plötzlich in großen Massen in den Tälern und verursacht dadurch verheerende Überschwemmungen.

Auch den Wäldern des Flachlandes glaubte man früher eine wassermehrende Fähigkeit zuschreiben zu sollen; indes mit Unrecht. Die umfangreichen und planmäßigen Untersuchungen von Ebermayer u. a. haben vielmehr im Gegenteil ergeben, daß die Wälder der Ebene überall eine austrocknende Wirkung ausüben, so daß es kein besseres Mittel zur Trockenlegung versumpfter Flächen gibt als deren Aufforstung. So haben die Erfahrungen in der römischen Campagna gezeigt daß durch Bepflanzung mit

Eucalyptus der Grundwasserspiegel sich rasch um 1—2½ m senkte; und ebenso die Beobachtungen OTOTZKYS, daß in Rußland in derselben Tiefe, in welcher in der Steppe reichlich fließende Brunnen erschlossen worden waren, im angrenzenden Walde keine Spur von Grundwasser nachzuweisen war[1]).

Die Menge der in einer Gegend im Laufe des Jahres fallenden Niederschläge ist geologisch von der allergrößten Wichtigkeit. Denn von ihr hängen wesentlich die Größe der Verwitterung und Erosion, die Üppigkeit des Pflanzenwuchses und damit das ganze Aussehen eines Landstriches ab.

Die größten Gegensätze in dieser Beziehung stellen diejenigen beiden Klassen von Erdräumen dar, die man mit RICHTHOFEN als peripherische und als Zentralgebiete der Kontinente unterscheiden kann.

Es ist schon früher (S. 89) von diesen Unterscheidungen die Rede gewesen. Es ist ausgeführt worden, daß die peripherischen Gebiete solche mit einem Überschuß der Niederschläge über die Verdunstung und damit zusammenhängend mit Entwässerung nach dem Meere darstellen, die Zentralgebiete dagegen solche mit überwiegender Verdunstung und ohne Abfluß nach dem Ozean. Es ist auch bereits hervorgehoben worden, daß mit diesen Unterschieden die Stärke der Verwitterung und Abtragung, sowie die Beschaffenheit des Pflanzen- und Tierlebens aufs innigste zusammenhängen.

Heutzutage gebraucht man statt der Ausdrücke peripherische und Zentralgebiete oft die sich damit zum Teil deckenden Bezeichnungen humide oder Feucht- und aride oder Trockengebiete. Die Zentralgebiete werden auch als abflußlose Gebiete bezeichnet, wogegen nicht viel zu erinnern ist, solange man sich nur bewußt bleibt, daß die ariden Gebiete zwar in der Regel, aber nicht immer abflußlos sind. Können doch unter Umständen riesige wasser- und waldreiche Gebiete, wie das Stromgebiet der Wolga, Teile eines abflußlosen (des Kaspigebietes) sein; und umgekehrt gibt es Länder wie Ägypten, die trotz ausgesprochener Wüstenbeschaffenheit doch (durch den Nil) zum Meere entwässert werden.

Nach MURRAY[2]) soll die Größe des abflußlosen Gebietes für Australien 52 v. H. des Gesamtgebietes betragen, für Afrika 31, für Eurasien 28, für Südamerika 7, für Nordamerika 3. Das umfangreichste derartige Gebiet ist das zentralasiatische. Dann folgen das nordafrikanische und das inneraustralische[3]).

---

[1]) EBERMAYER, Einfluß der Wälder auf die Bodenfeuchtigkeit usw. Stuttgart 1900. — GRAVELIUS, Einfluß des Waldes auf Bodenfeuchtigkeit und Grundwasser. Petermanns Geogr. Mitteil. 1901, S. 64. Ebendaselbst auch Angaben über weitere, besonders russische einschlägige Literatur.

[2]) MURRAY, Scot. Geol. Mag. III, S. 65.

[3]) Etwas abweichende Zahlen hat in neuerer Zeit BLUDAU (Petermanns Geogr. Mitteil. 1897, 1898) für die abflußlosen Gebiete der verschiedenen außereuropäischen Kontinente berechnet.

Nach J. WALTHER[1]) würde nahezu $^1/_5$ der gesamten Landoberfläche abflußlos sein.

Nach dem genannten Forscher braucht man übrigens nur bis in die Miozänzeit zurückzugehen, um wesentlich höhere Beträge zu erhalten. Denn damals reichte der „sarmatische" Binnensee von Wien bis Taschkent und von Samara bis Kleinasien. Alle Flußsysteme des Schwarzen Meeres strömten einem abflußlosen Sammelbecken zu, und die Verwitterungsprodukte der deutschen Alpen und des Fichtelgebirges sammelten sich in einem Wüstenlande an.

Daß die jährliche Niederschlagsmenge für jeden einzelnen Punkt der Erdoberfläche wie auch für größere Gebiete keine unveränderliche Größe darstellt, ist von E. BRÜCKNER[2]) gezeigt worden. Gestützt auf die meteorologischen Aufzeichnungen früherer Jahrhunderte und unter Berücksichtigung der Beobachtungen über den Stand der Flüsse und Seen und die Bewegungen der Gletscher — ihre Vorstöße und Rückzüge —, gelang es ihm, das Vorhandensein *periodischer Klimaschwankungen*, eines *regelmäßigen Wechsels von feuchten und kalten und von trocknen und warmen Jahrreihen* nachzuweisen.

Bemerkenswert ist, daß diese Schwankungen nicht nur im Wasserstande der Flüsse[3]), sondern auch in dem des Meeres hervortreten, und zwar nicht nur an den Küsten der Binnenmeere (Ostsee, Schwarzes Meer), sondern auch solchen des offenen Ozeans (NW-Küste Frankreichs).

Seit Beginn regelmäßiger Niederschlagsbeobachtungen hat es bis gegen Ende des 20. Jahrhunderts 6 Feuchtperioden, nämlich 1691—1715, 1736 bis 1755, 1771—1780, 1806—1825, 1841—1855 und 1871—1885, und 5 dazwischenliegende Trockenperioden, 1716—1735, 1756—1770, 1781—1805, 1826—1840 und 1856—1870 gegeben. Danach beläuft sich die Dauer der feuchten Zeiträume auf 25, 20, 10, 20, 15 und 15 Jahre, die der trocknen auf 20, 15, 25, 15 und 15 Jahre. Es bestimmt sich somit die mittlere Länge einer feuchten Periode zu 17,5 $\mp$ 1,5, die einer trocknen zu 18 $\mp$ 1,4 *Jahre*, und als *mittlere Länge einer ganzen Schwankung erhält man 35,5 Jahre*.

BRÜCKNER konnte des weiteren nachweisen, daß jede regenreiche Periode von einer Milderung der Luftdruckunterschiede, jede Trockenperiode aber von einer Steigerung dieser Unterschiede begleitet ist und daß die *Regen-*

[1]) WALTHER, Gesetz der Wüstenbildung, S. 17.

[2]) BRÜCKNER, Klimaschwankungen seit 1700. Pencks Geogr. Abh. IV, 2, 1890. — DERSELBE, Verh. d. 8. Deutsch. Geographentages zu Berlin 1889.

[3]) Beobachtungen in den Schweizer Alpen lehren, daß großes weitverbreitetes und andauerndes Hochwasser sich ziemlich regelmäßig alle 30—34 Jahre wiederholt. So 1816, 1846, 1876 und 1878, 1908 und 1910. Zwischenliegende Hochwasser (1868, 1874) sind örtlich und rühren von Gewittern her (briefl. Mitteil. von Prof. A. HEIM).

perioden mit kalten, die Trockenperioden dagegen mit warmen Jahrreihen zusammenfallen.

Das wichtigste Ergebnis der BRÜCKNERschen Untersuchungen aber ist der Nachweis, daß diese Änderungen nicht etwa auf einzelne Erdteile oder Breitengürtel beschränkt sind, sondern sich über die ganze Erde verfolgen lassen. Daraus ergibt sich aber unmittelbar, daß sie auf außerhalb der Erde liegende Ursachen zurückzuführen sind. Vielleicht sind dies Änderungen in der Stärke der Sonnenstrahlung. Die von anderer Seite geäußerte Vermutung, daß die Klimaperioden mit der Menge der Sonnenflecken zusammenhängen könnten, weist BRÜCKNER zurück[1]).

Ob außer dieser 35jährigen Klimaperiode noch andere Perioden von längerer Dauer vorhanden sind, die Jahrhunderte oder Jahrtausende umfassen, ob vielleicht auch — wie man vermutet hat — den Eiszeiten solche Perioden zugrunde liegen, ist uns noch gänzlich unbekannt.

b. Chemische Tätigkeit der Meteor- und Sickerwässer[2]).

Die meteorischen Wässer wirken zunächst unmittelbar lösend auf die mit ihnen in Berührung kommenden Mineralstoffe und nehmen je nach deren Löslichkeit mehr oder minder große Mengen davon auf.

Zu den leichtestlöslichen Stoffen gehört, abgesehen von den im Erdboden wenig verbreiteten Vitriolen (Eisen-, Kupfervitriol usw.), dem Salpeter, der Soda, dem Alaun, Salmiak usw. und den in größerer Menge fast ausschließlich in der Zechsteinformation Norddeutschlands vorkommenden Kalisalzen (Carnallit, Sylvin u. a.), vor allem das Steinsalz (NaCl). 100 Teile Wasser nehmen bei 12—15° 36 Teile davon auf. Das Kochsalz gehört daher zu den verbreitetsten Bestandteilen der Gewässer. Dieser Kochsalzgehalt stammt zum Teil jedenfalls aus dem Meere, in dessen Nachbarschaft die Luft stets mehr oder weniger reich an diesem Salze ist[3]). Mit dieser weiten Verbreitung des Kochsalzes hängt es zusammen, daß davon.

---

[1]) BRÜCKNER a. a. O. S. 242.

[2]) G. BISCHOF, Lehrb. d. chemischen u. physikal. Geologie. 2. Aufl. 3 Bde., Bonn 1863—1866, und Erg.-Bd. ebenda 1871. — J. ROTH, Allgemeine und chemische Geologie. 3 Bde. Berlin 1879—1890. — R. BRAUNS, Chemische Mineralogie. Leipzig 1896. — F. W. CLARKE, The Data of Geochemistry. 2. Ausg. Bull. 491 of the U. St. Geol. Survey. Washington 1911. Neue Ausgabe 1920. — E. RAMANN, Bodenkunde. 3. Aufl. Berlin 1911. — C. DÖLTER, Handb. d. Mineralchemie. Dresden u. Leipzig 1912 u.f. — RAMANN, Bodenbildung und Bodeneinteilung. Berlin 1918. — P. WIEGNER, Boden und Bodenbildung in kolloidchemischer Betrachtung. Dresden u. Leipzig 1918.

[3]) Bei Landsend in Cornwall fand man bei starkem Südwestwind in 10 000 Teilen Regenwasser nicht weniger als 4,6 Teile NaCl. An der englischen Küste allgemein enthält die Luft etwa 1/4 dieser Salzmenge, im Inneren des Landes etwa 1/10.

wie bei keinem anderen Salze der Natur, sowohl unter den Quellwässern als auch unter den Seewässern gesättigte Lösungen vorkommen. Die Erhaltung von Steinsalzmassen ist bei dieser großen Löslichkeit nur da möglich, wo sie durch einen Mantel von wasserdichtem Ton (sogenanntem Salzton) vor der Auslaugung geschützt sind.

Viel weniger, allein immer noch recht leicht löslich ist der Gips ($CaSO_4$, $2 H_2O$) und der ihm nahestehende wasserfreie Anhydrit ($CaSO_4$). Es lösen sich nämlich in 10 000 Teilen Wasser 25 Teile Gips und 20 Teile Anhydrit. Eine Folge dieser ziemlich hohen Löslichkeit ist das häufige Vorkommen des Gipses im Quellwasser, und ebenso die Häufigkeit der (durch Auswaschung größerer Gipsmassen entstandenen) Schlotten und Höhlen im Gipsgebirge (Südrand des Harzes, Nordrand des Thüringer Waldes usw.).

Nächst den genannten Verbindungen sind unter den in der Natur in großen Massen auftretenden Mineralien namentlich Kalkspat und Dolomit als verhältnismäßig leicht löslich zu nennen. Es lösen sich nämlich vom Kalziumkarbonat ($CaCO_3$) bei gewöhnlichem Druck und Temperatur in 10 000 Teilen reinen Wassers einige Zehntel bis fast 1 Teil, in kohlensäurehaltigem Wasser im Mittel 10 Teile[1]); von Dolomit ($CaMgC_2O_6$) in 10 000 Teilen kohlensäurehaltigem Wasser 3 Teile. Daraus erklärt sich die große Verbreitung der Ca- und Mg-Karbonate in allen natürlichen Gewässern sowie das häufige Vorkommen von Höhlen und Erdfällen im Kalkgebirge. So hat G. BISCHOF z. B. berechnet[2]), daß allein dem Teutoburger Walde und der Haar durch ihre Flüsse alljährlich eine Menge Kalk entzogen wird, die mindestens einem Würfel von 30 m Kantenlänge gleichkommt.

Den genannten Mineralstoffen ähnlich ist die Löslichkeit anderer natürlicher Karbonate. So beträgt sie auf 10 000 Teile kohlensäurehaltigen Wassers für den Eisenspat ($FeCO_3$) 7,2; für den Manganspat ($MnCO_3$) 4—5; für den Strontianit ($SrCO_3$) 12; für den Witherit ($BaCO_3$) allerdings nur 0,7.

Erheblich geringer ist die Löslichkeit anderer wichtiger Mineralien, wie des Flußspats (CaF_2), bei dem sie — immer auf 10 000 Teile Wasser — 0,37, und des Schwerspats ($BaSO_4$), bei dem sie sogar nur 0,025 beträgt. Noch sehr viel geringer aber ist die Löslichkeit der für die Zusammensetzung der Erdrinde allerwichtigsten Mineralstoffe, der Silikate. Sie gelten gewöhnlich als unlöslich. Daß dies aber nicht im strengen Sinne des Wortes der Fall ist, daß sie vielmehr ebenfalls, wenn auch nur sehr schwach löslich sind, und zwar sogar schon in reinem Wasser, haben zuerst G. BISCHOF und die Brüder ROGERS dargetan. Durch ihre Untersuchungen wurde festgestellt, daß Feldspat, Augit, Glimmer und zahlreiche andere häufige Silikatmineralien in fein gepulvertem Zustande der Einwirkung von destilliertem Wasser ausgesetzt, im Filtrat meist schon nach kurzer Zeit Spuren von Al-

[1]) J. ROTH, Allgemeine und chemische Geologie, I, S. 48.

[2]) BISCHOF, Chemische und physikalische Geologie. 2. Aufl. I, S. 232.

kalien und alkalischen Erden wahrnehmen lassen[1]). In der Hauptsache handelt es sich hierbei um einen hydrolytischen Spaltungsvorgang, bei dem die Alkalien und alkalischen Erden (besonders Na, K, Ca und Mg) als Hydroxyde in Lösung gehen, während kolloidales Aluminium- und Eisenoxydhydrat sowie kolloidale wasserhaltige Kieselsäure ausgeschieden werden[2]).

Nach allem Gesagten läßt sich aussprechen, daß es völlig unlösliche Mineralstoffe überhaupt nicht gibt. Alle sind schon in reinem Wasser, wenn auch zum Teil nur in fast verschwindenden Mengen löslich. Dabei sei schon hier bemerkt, daß ihre Löslichkeit stark beeinflußt werden kann durch andere mitgelöste Stoffe, sogenannte Lösungsgenossen.

Für die zersetzenden Wirkungen der Sickerwässer ist es nun aber von größter Wichtigkeit, daß kein aus der Atmosphäre stammendes Wasser völlig rein ist. Ganz reines Wasser gibt es auf der Erde überhaupt nicht; vielmehr enthalten alle natürlichen Wässer mehr oder weniger beträchtliche Mengen anderer Bestandteile, welche die lösende und zersetzende Fähigkeit des Wassers erheblich steigern.

Unter diesen Stoffen ist an erster Stelle zu nennen die Kohlensäure (richtiger Kohlendioxyd, CO_2). Ihre Wichtigkeit beruht besonders auf ihrem starken Lösungsvermögen gegenüber allen Karbonaten, namentlich denen des Kalziums, Magnesiums und des zweiwertigen Eisens (der sogenannten Ferroverbindungen). Zusammenhängend mit der Geringfügigkeit des CO_2-Gehaltes der Luft, enthält zwar der Regen davon verhältnismäßig nur wenig — nach VAN BEBBER enthält jedes Liter Regenwasser etwa 1,5 ccm CO_2 —; daß aber die Kohlensäure keinem meteorischen Wasser fehlt und auch im Schnee vorhanden ist, beweist die bei dessen Lösung in Kalkwasser sofort erfolgende Trübung. Wenn aber die Meteorwässer in die obersten Bodenschichten eindringen, die infolge der hier stets vor sich gehenden Zersetzung organischer Stoffe ansehnliche Mengen von CO_2 enthalten, so beladen sie sich mit weiteren Mengen jener Säure. Endlich bilden die an zahlreichen Stellen dem Erdinnern entsteigenden vulkanischen CO_2-Ausströmungen noch eine weitere Quelle für den Kohlensäuregehalt der Gewässer.

Außer der Kohlensäure sind als besonders wirksame Bestandteile der Sickerwässer noch Sauerstoff und organische Stoffe zu erwähnen. Der erste stammt aus der Luft und befähigt das Wasser zu Oxydationswirkungen[3]); die organischen Stoffe dagegen rühren von der Zer-

[1]) BISCHOF, Chemische und physikalische Geologie, I, S. 215 ff.

[2]) RAMANN, Bodenkunde. — WIEGNER, Boden und Bodenbildung.

[3]) Neben freiem O ist als sehr kräftiges Oxydationsmittel noch das allerdings nur in sehr geringen Mengen in der Luft und im Regenwasser vorkommende Wasserstoffper- (oder -super-) oxyd zu nennen.

setzung verwesender Tier- oder Pflanzenstoffe her und sind durch ihre reduzierende Wirkung auf viele Mineralstoffe wichtig. Als weitere, für das Zersetzungsvermögen der Sickerwässer in Betracht kommende, aber weniger verbreitete Stoffe seien noch schweflige sowie Schwefelsäure, Salpeter- und salpetrige Säure, Schwefelwasserstoff, Kochsalz (NaCl) und Ammoniak (NH_3) genannt. Das letztgenannte stammt von Verwesungsvorgängen her, während schweflige und Schwefelsäure namentlich in der Umgebung von Industrieorten, wo große Mengen Steinkohle verbrannt werden, in die Luft und von dort ins Wasser gelangen.

Beladen mit den erwähnten und noch manchen anderen Lösungen, die zum Teil erst aus der Einwirkung der genannten Verbindungen aufeinander oder auf die festen Mineralstoffe des Bodens hervorgehen, dringen die Meteorwässer in die Tiefe ein und leiten hier die allerverschiedensten Umwandlungen ein. Man hat diese Umsetzungen wohl als die hydrochemischen Vorgänge des Mineralreiches bezeichnet. Ihre Kenntnis ist um so wichtiger, als ohne sie ein tieferes Verständnis der so überaus wichtigen Erscheinungen der Verwitterung der Gesteine nicht möglich ist. Das große Verdienst, als erster die sich dabei abspielenden chemischen Reaktionen durch ausgedehnte Laboratoriumsversuche verfolgt und aufgeklärt zu haben, fällt Gustav Bischof zu[1]. Neuere Darstellungen der fraglichen Vorgänge gaben Justus Roth[2] und Reinh. Brauns[3].

Es ist selbstverständlich, daß auch bei diesen Zersetzungen und Umbildungen die allgemeinen chemischen Gesetze in Anwendung kommen. Als Hauptgesetz kann immer betrachtet werden, daß beim Einwirken von sauren und salzigen Lösungen auf bereits vorhandene Mineralstoffe oder aufeinander immer die unter den jeweiligen Umständen (besonders Temperatur- und Druckverhältnissen) beständigste Verbindung entsteht. Daneben spielt natürlich auch das Gesetz der chemischen Massenwirkung eine Rolle.

Bischof und Roth haben bei den durch das Wasser vermittelten mineralchemischen Vorgängen zwei Gruppen unterscheiden zu sollen geglaubt, nämlich 1. einfache Zersetzungen, die auf die einfache Einwirkung von H_2O, O, CO_2 und organischen Stoffen zurückzuführen sind, und 2. verwickelte Zersetzungen, die auf der Einwirkung der aus einfachen Zersetzungen hervorgegangenen sauren und salzigen Lösungen teils aufeinander, teils auf feste Mineralstoffe beruhen.

[1]) Bischof a. a. O.

[2]) Roth a. a. O.

[3]) Brauns, Chemische Mineralogie, a. a. O. — Vgl. auch v. Lasaulx in Kenngotts Handwörterbuch der Mineralogie und Geologie, 1882, I, S. 139 ff. — Betreffs Einzelangaben siehe Dölter, Handb. der Mineralchemie. Dresden u. Leipzig 1912, und F. W. Clarke, Data of Geochemistry. Bull. 491 of the U. St. Geol. Survey. Washington 1911. Neue Ausgabe 1920.

Wir wissen indes jetzt, daß alle derartigen Umwandlungsvorgänge sich noch viel mannigfaltiger und verwickelter gestalten, als die genannten Forscher annahmen. Besonders, weil früher die Bedeutung der bei mineralchemischen Zersetzungen entstehenden Kolloidstoffe noch so gut wie unbekannt war. Erst die Arbeiten von VAN BEMMELEN[1]) und später von CORNU, STREMME, WIEGNER u. a. haben uns einen Einblick in den für die Erscheinungen der Verwitterung wie für die Pflanzenwelt so wichtigen kolloidalen Zustand der Verwitterungskörper eröffnet.

Schon GRAHAM unterschied zwischen dem kristalloiden und dem kolloiden Zustand der Stoffe. Die Kristalloide kristallisieren und wandern in Lösung durch organische Häute (Membranen) hindurch („dialysieren"); die Kolloide dagegen, die man sich als sehr feine feste amorphe, im Lösungsmittel schwebende Teilchen vorzustellen hat, dialysieren nicht. Die Kolloide pflegen sich mit der Zeit aus ihren Lösungen als schleimige oder gallertartige wasserhaltige Massen, als sogenannte Gele oder Hydrogele niederzuschlagen. Man kennt derartige Gele schon lange von der bei wäßrigen Zersetzungen frei werdenden Kieselsäure, vom Eisenhydroxyd, dem Tonerdehydrat und vielen Humusstoffen. Für den Boden sind am wichtigsten kolloide Tonerde- und Humusstoffe.

Das Wasser der Gele ist nicht chemisch, sondern mechanisch (adsorptiv) gebunden. Es wird leicht abgeschieden und das Gel geht dann in festen, amorphen oder kristallinen Zustand über — so Kaolingel in Kaolinit, Lateritgel in Hydrargillit, Kieselsäuregel in Opal oder Quarz usw. Überhaupt stellen die Kolloide, im Unterschied zu den Kristalloiden, unbeständige, „labile" Körper dar. Diese Labilität wird noch erhöht durch das ihnen zukommende Adsorptionsvermögen, ihre Fähigkeit, die verschiedensten Säuren und Basen, namentlich die Salze der Alkalien und alkalischen Erden zu adsorbieren, wodurch Anlaß zu den mannigfaltigsten chemischen Umbildungen gegeben wird.

Gleich hier sei schon betont, daß das Adsorptionsvermögen der Kolloide von besonderer Wichtigkeit für die Pflanzenwelt ist, denn die im Erdboden so massenhaft vorkommenden kolloidalen Alumosilikate, ebenso wie in geringer Menge beigemischte Humusstoffe, adsorbieren in erster Linie gerade diejenigen Stoffe, die im Boden nur in beschränkter Menge vorhanden sind, die aber für die Ernährung der Pflanzen die Hauptrolle spielen, nämlich Kalium, Ammonium und Phos-

[1]) v. BEMMELEN, Die Absorption (nach heutiger Bezeichnung „Adsorption"). Gesammelte Abhandlungen, herausgeg. von WO. OSTWALD. Dresden 1910. — RAMANN, Bodenkunde, 3. Aufl. Berlin 1911. — ROB. MARC, Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre. Jena 1911, und WO. OSTWALD, Die Welt der vernachlässigten Dimensionen. Dresden u. Leipzig 1915. — P. EHRENBERG, Die Bodenkolloide. Dresden 1915. — G. WIEGNER, Boden und Bodenbildung. Dresden 1918.



phorsäure. Diese werden von den Kolloiden festgehalten und bleiben so der Ackererde dauernd erhalten[1]).

Die Folge dieses Verbleibens des Kaliums im Boden ist, daß nur wenig davon in die Bäche und Flüsse und durch diese ins Meer gelangt. Ganz anders verhält es sich mit dem Natrium, das nicht im Boden zurückgehalten wird und sich daher im Meere anhäufen muß — ein Vorgang, dessen außerordentliche Bedeutung ohne weiteres einleuchtet.

Es bedarf übrigens kaum des Hinweises auf das sehr verschiedene Verhalten von ariden und humiden Gebieten hinsichtlich der Menge der sich anhäufenden Bodensalze. Während in jenen die Salze am Entstehungsorte verbleiben und sich immer mehr ansammeln, unterliegen sie in humiden Gebieten der Auslaugung und Fortführung.

Wir besprechen nunmehr eine Reihe der häufigsten Umwandlungsvorgänge der Mineralstoffe, wobei wir indes nicht auf die Einzelheiten des chemischen Vorganges eingehen.

1. **Oxydationsvorgänge.** Hier kommen besonders Eisenmineralien in Betracht. So kann aus Magnetit (Fe_3O_4) Roteisen (Fe_2O_3) und aus diesem durch Wasseraufnahme Brauneisen (Fe_2O_3 + aq.) entstehen.

Auch gediegenes Kupfer geht durch Oxydation leicht in Rotkupfererz (Cu_2O) über, welches sich durch weitere Aufnahme von Sauerstoff, Kohlensäure und Wasser in grünes wasserhaltiges Kupferkarbonat (Malachit = $2\,CuO \,.\, CO_2 \,.\, H_2O$) umwandelt.

In großer Allgemeinheit unterliegt der Oxydation das Eisenoxydul der Mineralien, das dadurch in wasserhaltige Eisenoxyde verwandelt wird. Die Eisenoxydulsilikate büßen hierbei ihre bezeichnende grünliche Färbung ein und nehmen braune oder rötliche Farben an, wovon man sich sowohl an Mineralien als auch an Gesteinen, die dieser Umwandlung unterliegen, überzeugen kann. Ihre Verwitterungsrinde ist im Unterschiede zur dunkelgrünen bis schwärzlichen Farbe des frischen Gesteins rostrot gefärbt.

[1]) Ramann, Bodenkunde S. 60, 70.

Träger dieser Adsorptions- und Absorptionsvorgänge sind die sogenannten Austauschzeolithe in den Böden des humiden und semihumiden Klimas: gemengte Gele von Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure, die tonigen Bestandteile unserer schweren Böden (Wiegner, a. a. O. S. 33 ff.).

Nach G. Wiegner bilden sich die Austauschzeolithe durch gegenseitige elektrische Adsorptionsfällung von positiv geladenem Aluminiumhydroxyd im Solzustande und negativ geladener Kieselsäure im Solzustand in nachstehender Art:

$$\boxed{Al(OH_3)}^{+} \boxed{nH_2OmSiO_2}^{-} = \boxed{Al(OH)_3nH_2OmSiO_2}.$$

Es entsteht also ein elektrisch nahezu neutrales gemengtes Aluminiumhydroxyd-Kieselsäure-Gel mit wechselndem Wassergehalt.

Schwefelmetalle nehmen ebenfalls leicht O auf und gehen in Sulfate über: sie werden vitriolisiert. So Bleiglanz (PbS) in Vitriolblei ($PbSO_4$), so Kupferkies ($CuFeS_2$) in Eisen- ($FeSO_4 . 7$ aq.) und Kupfervitriol ($CuSO_4 .$ 5 aq.). So weiter Pyrit (Eisenkies) und Markasit (beide FeS_2) und Magnetkies (Fe_7S_8), die unter Wasseraufnahme in Eisenvitriol übergehen. Besonders bekannt ist diese Umbildung beim Markasit, der sich deshalb in Sammlungen so schwer hält.

Aus diesen Sulfatlösungen können bei Zutritt von Sauerstoff Kohlensäure, Phosphorsäure, Kieselsäure und anderen Stoffen allerhand weitere Neubildungen entstehen. So durch Oxydation aus Eisenvitriol Brauneisen, durch Kohlensäure die betreffenden Metallkarbonate — so aus Vitriolblei Weißblei ($PbCO_3$), aus Kupfervitriol Malachit ($Cu_2CO_4 . H_2O$) und Kupferlasur ($Cu_3C_2O_7 . H_2O$), aus Zinkvitriol ($ZnSO_4 . 7$ aq.) und Manganvitriol ($MnSO_4 . 7$ aq.) Zinkspat ($ZnCO_3$) und Manganspat ($MnCO_3$) usw. So ferner durch Phosphorsäure und Salzsäure aus Vitriolblei Pyromorphit ($3 Pb_3P_2O_8 . PbCl_2$), durch Kieselsäure aus Zink- bzw. Kupfervitriol Kieselzinkerz ($H_2Zn_2SiO_5$) und Kieselkupfer.

Gleich den Schwefelmetallen werden auch Arsen- und Antimonerze oxydiert: so Speißkobalt ($CoAs_2$), Arsenkies (FeAsS) u. a. zu Arsenblüte (As_2O_3), Antimonglanz (Sb_2S_3) u. a. zu Antimonblüte (Sb_2O_3), Kobalt- und Nickelerze zu Kobalt- und Nickelblüte.

Alle solche Umbildungen treten besonders am Ausgehenden, d. h. in der Nachbarschaft der Tagesoberfläche, oberhalb des Grundwasserspiegels, in der sogenannten „Oxydationszone" der Erzlagerstätten auf. Der Bergmann bezeichnet diese Zone wegen des steten Vorwaltens von Eisenhydroxyd als „eisernen Hut". Alle Schwefel-, Kupfer-, Magnet-, Arsenkies- und Spateisenvorkommen und ebenso viele mit eisenhaltigen Kiesen verbundene Blei-, Silber- und Golderzlagerstätten besitzen am Ausgehenden einen eisernen Hut. Auch metallisches Silber und Kupfer finden sich an der Basis der Oxydationszone nicht selten als Reduktionsreste der eingangs genannten Sulfatlösungen. Ebenso können da, wo solche auf Kalkstein treffen, Gips, wo sie auf Bariumlösungen treffen, Schwerspat entstehen.

Wo schwefelkiesreiche Stein- oder Braunkohlen an die Tagesoberfläche kommen, entwickelt sich durch die Oxydation des Schwefeleisens oft so viel Wärme, daß die Kohlen sich entzünden und Flöz- oder Erdbrände entstehen können. Manche Flözbrände — so der sogenannte brennende Berg bei Dudweiler in der Rheinprovinz — sind auf Bergbau zurückzuführen; andere dagegen, wie das ausgedehnte nordwestböhmische Braunkohlenerdbrandgebiet, ist ebenso wie das der Gegend von Zittau diluvialen Alters. Hier muß also Selbstentzündung vorliegen. Fr. Herrmann[1]) hat diese Erdbrand-

[1]) Herrmann, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 71, Mon.-Ber. S. 66, 1919.

erscheinungen, die auch da eintreten können, wo stark bituminöse (sogenannte kaustobiolithische) Gesteine — wie die altsilurischen Dictyonemaschiefer, die bekannten Posidonienschiefer des Lias u. a. — der Einwirkung der Atmosphärilien ausgesetzt werden, in den letzten Jahren in Serbien verfolgt, wo sie unweit Semendria über den jungtertiären Braunkohlen in Gestalt von rotgebrannten, geradezu verziegelten Tonen entwickelt sind. Solche und andere Erdbrandgesteine, wie Porzellanjaspis, hat Verfasser dieses Buches in gleicher Weise in weiter Verbreitung in den Bad Lands Nordamerikas im Hangenden der jungkretazischen Laramiebraunkohlen beobachtet.

Aus den besprochenen ähnlichen, nur sehr viel langsamer verlaufenden Vorgängen erklärt sich endlich auch die bei der Verwitterung vieler Sedimentgesteine (Kalksteine, Mergel, Tonschiefer, Tone) eintretende Bleichung. Sie beruht auf der allmählichen Zerstörung des dunkelblaugrauen organischen Farbstoffes dieser Gesteine unter der Einwirkung des Sauerstoffs.

2. **Wasseraufnahme.** Eine Menge der verbreitetsten gesteinsbildenden Silikate, ebenso wie viele Erze nehmen Wasser auf. So Roteisenstein oder Hämatit (Fe_2O_3) und Magneteisen (Fe_3O_4), die sich dadurch in schlackiges Brauneisen (Fe_2O_3 + aq.), und Braunit (Mn_2O_3), der sich in Manganit (Mn_2O_3, H_2O) umwandelt. Auf einer ähnlichen Umwandlung beruht der Übergang von rotem Eisenkiesel in braunen und gelben.

Auch bei der häufig eintretenden Umbildung von Eisenspat ($FeCO_3$) in Brauneisen wird Wasser aufgenommen, zugleich aber auch O, während CO_2 abgegeben wird. Durch eine ähnliche Umwandlung gehen die Mangankarbonate in Oxyde (Pyrolusit u. a.) über.

Noch wichtiger ist die Umbildung des wasserfreien Kalziumsulfats ($CaSO_4$), des Anhydrits, in das wasserhaltige, den Gips ($CaSO_4 . 2 H_2O$). Der meiste Gips war ursprünglich Anhydrit, wie daraus ersichtlich, daß fast alle Gipslager — so die unserer Zechsteinformation — in größerer Tiefe in Anhydrit übergehen. Der Einwirkung feuchter Luft ausgesetzter Anhydrit verwandelt sich sehr bald durch Wasseraufnahme in Gips. Da diese ungefähr $^1/_4$ des Gewichtes des Anhydrits beträgt und das spezifische Gewicht des Gipses geringer ist als das des Anhydrits, so muß diese Umwandlung mit einer Raumvergrößerung, einem Aufquellen verbunden sein[1]).

Mit diesem Quellen steht die Erscheinung in Verbindung, daß die Wände von in Anhydrit getriebenen Stollen sich aufblähen und daß (wie im Buntsandstein am Südrande des Harzes) die im Hangenden größerer Gipsmassen liegenden Schichten oft merkwürdige Lagerungsstörungen zeigen, während die liegenden Schichten von solchen frei sind; oder daß jene hangenden Schichten von Spalten durchsetzt werden, die mit von unten her in sie ein-

[1]) Die Volumvergrößerung beträgt etwa 33 v. H. (Spez. Gew. des Anhydrits 2,8 bis 3,0, des Gipses 2,2 bis 2,4.)



gepreßtem Gips erfüllt sind. Diese Tatsache ist es, welche die Geologen des 18. Jahrhunderts, die in der gangförmigen Lagerung ein entscheidendes Merkmal für eruptive Entstehung erblickten, den Gips für eruptiv zu halten veranlaßte. Auch der stark gefältelte sogenannte Schlangenalabaster oder Gekrösegips verdankt seine Entstehung der mit seiner Umwandlung aus Anhydrit verbundenen Raumvermehrung. Konnte die Gesteinsmasse nicht nach den Seiten ausweichen, so mußte diese Raumvermehrung zu einer Faltung (Fig. 279) führen, die in diesem Falle eine Quellfaltung darstellt.



Fig. 279. Durch Umwandlung aus Anhydrit entstandener sogenannter Schlangenalabaster. Zechsteinformation der Gegend von Frankenhausen am Kyffhäuser.
(Urstück im Geol. Museum, Marburg.)

Auf Wasseraufnahme ist im wesentlichen auch die Zeolithbildung zurückzuführen. Denn die Zeolithe, eine Gruppe wasserhaltiger Silikate, die von Metallen außer Al besonders Ca und Na enthalten, gehen in der Hauptsache aus Feldspaten und feldspatähnlich zusammengesetzten Mineralien (Nephelin, Leuzit usw.) hervor. Ihr häufiges Vorkommen in verwitternden vulkanischen Gesteinen von mehr oder weniger basischer Beschaffenheit weist auf diese Entstehung hin.

Auch im Ackerboden sind wasserhaltige Silikate von zeolithischer Zusammensetzung — die oben erwähnten sogenannten „Austauschzeolithe" — sehr verbreitet. R. Gans[1]) hat sie als amorphe Silikate aufgefaßt, während van der Leeden[2]) und Stremme[3]) darin gemengte Gele von Aluminiumhydroxyd und Kieselsäure sehen.

3. **Reduktionsvorgänge.** Sie sind besonders wichtig durch die Rückbildung der Eisenoxyd- in Oxydulverbindungen. Das Eisen wird dadurch für kohlensaures Wasser löslich gemacht — ein Vorgang, bei dem auch wieder kolloidale Zustände eine Rolle zu spielen scheinen. Entweicht bei späterem Luftzutritt die das entstandene $FeCO_3$ in Lösung haltende überschüssige Kohlensäure, so schlägt sich das FeO unter O- und H_2O-Aufnahme als Eisenhydroxyd nieder.

[1]) Gans, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1902, 1905 und 1906.
[2]) v. d. Leeden, Zentralbl. f. Min. 1911, S. 139, 173.
[3]) Stremme, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1910, Monatsber. S. 123.

In ähnlicher Weise werden durch Einwirkung faulender organischer Stoffe Eisenoxydsilikate desoxydiert, und dasselbe gilt von schwefelsauren Salzen, die dadurch zu Schwefelmetallen umgewandelt werden. Dieser Vorgang erklärt die Verbreitung des Eisenkieses in den Stein- und Braunkohlen, und als Versteinerungsmittel in vielen Ton- und Schiefergesteinen (Ornatentone des süddeutschen Juras, Orthocerasschiefer des rheinischen Mitteldevons usw.). Die in diesen Gesteinen enthaltenen pflanzlichen und tierischen Stoffe wirkten bei ihrer Zersetzung reduzierend auf Eisenvitriollösungen, und so kam es zur Ausfällung von Pyrit oder — wie beim Kupferschiefer unseres Zechsteins — von Cu-, Ag- und anderen Sulfiden[1]).

Auch Gips ($CaS_4 . 2 H_2O$) kann durch Einwirkung organischer Stoffe in CaS und CO_2 oder in S, CO_2 und $CaCO_3$ zerlegt werden. Es kann somit dadurch Schwefel frei werden, und es ist zu vermuten, daß auf diesem Wege die reichen Schwefellager in den Tertiärschichten Siziliens entstanden sind, in deren Begleitung zwar Kalksteine und (in Hohlräumen) Kalkspat auftreten, aber kein Gips und auch keine Bitumina.

Von sonstigen unorganischen Reduktionsmitteln des Mineralreiches wäre noch der Schwefelwasserstoff zu nennen: Die reduzierenden Wirkungen aller genannten Stoffe aber werden wahrscheinlich in Schatten gestellt durch die Bakterien, die den für sie nötigen Sauerstoff den verschiedensten organischen und unorganischen Verbindungen entnehmen und insbesondere auch für die Rückbildung der Eisenoxyd- in Oxydulverbindungen eine große Rolle spielen[2]).

4. **Zersetzung durch kohlensäurehaltiges Wasser.** Bei der allgemeinen Verbreitung der Kohlensäure in den natürlichen Gewässern leuchtet es ein, daß gerade die durch ihre wäßrigen Lösungen hervorgerufenen Zersetzungsvorgänge zu den allerwichtigsten des Mineralreiches gehören müssen.

Einmal kommt hier in Betracht die Einwirkung des CO_2-haltigen Wassers auf die Karbonate der Gesteine, besonders die des Kalziums, des Magnesiums und des zweiwertigen Eisens (der Ferroverbindungen), die als Doppelkarbonate gelöst fortgeführt werden.

[1]) Auch in Mineralwasserkrügen bilden sich mitunter schwarze Flocken von FeS_2, das aus der gleichzeitigen Anwesenheit von Na_2SO_4 und $FeCO_3$ und deren Umsetzung in FeS_2 und Na_2CO_3 durch Einwirkung des faulenden Korkes entsteht.

[2]) Ein ausgezeichnetes Beispiel für den Wechsel von Oxydations- und Reduktionsvorgängen bieten nach H. Fischer (Geol. Rundsch. VII, 352, 1917) die Fischteiche in den kalkigen Gebieten Bayerns. Nach ihrer Abfischung und Ablassung im Herbst hat ihr Boden infolge der starken Sauerstoffzehrung im Laufe des Sommers eine ausgesprochen graue Färbung, die aber durch die sofort einsetzende kräftige Einwirkung des Luftsauerstoffs und die damit verbundene Rückverwandlung der Eisenoxydulverbindungen in Eisenhydroxyde alsbald einer Braunfärbung Platz macht.

Dadurch büßen z. B. Sandsteine und Konglomerate mit kalkigem Bindemittel dieses ein, werden mürbe und zerfallen endlich in lockeren Sand bzw. Geschiebeanhäufungen. In ähnlicher Weise werden Kalkknollen und sonstige kalkige Einschlüsse der Gesteine ausgelaugt und es entstehen statt ihrer Höhlungen — was man unter anderem besonders deutlich an den durch Ausfüllung der ehemaligen Dampfporen des Gesteins entstandenen Kalkmandeln der Mandelsteine beobachten kann.

Unterliegen Mg-karbonathaltige Kalksteine derselben Auslaugung, so nimmt ihr Gehalt an Ca-Karbonat immer mehr ab, während das schwerer lösliche Mg-Karbonat sich anreichert, so daß auf diesem Wege aus ursprünglich schwach Mg-haltigen Kalksteinen Mg-reichere Gesteine und zuletzt echter D o l o m i t von poröszelliger Beschaffenheit entstehen kann. Die allerverschiedensten Formationen Deutschlands, besonders die Mitteldevonkalke, der Kohlenkalk, Zechsteinkalk und Muschelkalk, bieten gute Beispiele für diese Umwandlung.

Dolomit kann aber auch dadurch entstehen, daß Mg-haltige kohlensaure Lösungen beim Hindurchgang durch Kalkstein einen Teil des Ca-Karbonats auflösen und statt dessen das schwerer lösliche Mg-Karbonat absetzen. Daß dieser Vorgang wirklich stattfindet, beweisen die nicht seltenen Pseudomorphosen von Dolomit nach Kalkspat, die einen Kern von noch unverändertem magnesiumfreien Kalkspat enthalten.

Ganz ähnlich verhält es sich bei der nicht seltenen Umwandlung von Ca- oder Mg-Karbonat in Zinkkarbonat oder Zinkspat (Galmei). Auch hier beruht die Umbildung darauf, daß das Zinkkarbonat als schwerer lösliche Verbindung an die Stelle des Ca- oder Mg-Karbonates tritt. Dadurch können nicht nur einzelne Kalkspatkristalle, sondern auch große Massen von Kalk und Dolomit mit den darin eingeschlossenen, ursprünglich verkalkten Versteinerungen in Galmei und andere Zinkerze übergehen (Iserlohn, Altenberg bei Aachen, Wiesloch in Baden, Bleiberg und Raibl in Kärnten usw.).

Kein anderer unter allen durch CO_2-haltiges Wasser vermittelten Zersetzungsprozessen des Mineralreiches aber hat eine solche Bedeutung wie die Z e r s e t z u n g d e r S i l i k a t e. Schon aus dem Grunde, weil es Silikate (eruptiver Entstehung) sind, die das ursprüngliche Material der Erdrinde und damit den Ausgangsstoff für die Sedimente gebildet haben; aber auch darum, weil die verbreitetsten gesteinsbildenden Mineralien, wie die Feldspäte, die Glimmer, Augit und Hornblende usw. Silikate sind. Alle diese Mineralien stellen kieselsaure Verbindungen von Alkalien und alkalischen Erdmetallen (Kalzium, Magnesium), von Mangan und zweiwertigem Eisen sowie Aluminium und dreiwertigem Eisen dar.

Den Säuren der natürlichen Wässer, namentlich auch der CO_2, mißt man für die Zersetzung der Silikate nicht mehr die ausschlaggebende Bedeutung bei, wie noch vor kurzem. Denn neuere, besonders von CUSHMAN

ausgeführte Untersuchungen haben dargetan, daß auch reines, säurefreies Wasser die Silikate zu zerlegen vermag. Selbst heiße verdünnte Salzsäure zersetzt nach CUSHMAN nicht viel mehr gepulverten Feldspats als reines Wasser[1]). Die Silikatzersetzung wird daher, wie schon oben erwähnt, jetzt im wesentlichen als eine hydrolytische Wirkung des Wassers aufgefaßt, durch die die Alkalien bzw. alkalischen Erdmetalle als Hydroxyde frei werden und in Lösung gehen, während Tonerde und Kieselsäure in kolloider Form als wasserhaltige Aluminiumsilikate ausgeschieden werden.

Wie alle hydrolytischen Spaltungen, so ist auch die in Rede stehende vom Grade der Dissoziation des Wassers abhängig. Diese aber steigt bekanntlich mit der Temperatur, und dies ist der Grund, warum die chemische Verwitterung der Silikate in den Tropen so viel lebhafter ist als in unseren Breiten.

Ein oft genanntes Beispiel für die Silikatzersetzung liefert der Kalifeldspat oder Orthoklas von der Zusammensetzung $K_2O . Al_2O_3 . 6 SiO_2$. Er enthält 16,88 v. H. K_2O, 18,49 Al_2O_3 und 64,63 SiO_2, woraus 46,49 v. H. Kaolin von der Zusammensetzung $2 H_2O . Al_2O_3 . 2 SiO_2$ entstehen können. Es gehen bei dieser Zersetzung alles Kalium und nahezu $^2/_3$ (48,05 v. H.) der Kieselsäure in Lösung, während Wasser aufgenommen wird. Dieser Zersetzungsvorgang gestaltet sich aber dadurch noch verwickelter, daß die im Wasser enthaltene CO_2 noch besondere Zersetzungen hervorruft und die Bildung von Karbonaten veranlaßt. Denn einmal löst die CO_2 die im Gesteine vorhandenen kohlensauren Salze (besonders die des Kalziums, des Magnesiums und des zweiwertigen Eisens), die als Doppelkarbonate fortgeführt werden, und daneben zerlegt sie die gelösten Silikate der Alkalien und alkalischen Erdmetalle und führt sie in Karbonate über.

Der Beginn der Karbonatbildung macht sich bei Silikatgesteinen durch ein Brausen mit Säuren bemerkbar. Da aber die entstandenen Karbonate bald fortgeführt werden, so wird das Brausen nur so lange stattfinden, als noch unzersetztes, sich in Karbonat umwandelndes Silikat vorhanden ist. Ist dieses erst vollständig zersetzt, so hört das Brausen auf.

Was endlich die bei der Silikatverwitterung freiwerdende Kieselsäure betrifft, so wird sie entweder ebenfalls in gelöstem Zustand fortgeführt oder sie wird als Kieselsäuregel ausgeschieden, das später in Opal oder in Quarz übergeht. Ob Fortführung oder Ausscheidung erfolgt, hängt von der Menge des vorhandenen Wassers ab. Die bei wäßriger Zersetzung freiwerdende SiO_2 ist in etwa 10 000 Teilen Wasser löslich. Kommen daher auf je ein Teil freiwerdender SiO_2 10 000 Teile Wasser, so wird alle SiO_2 fortgeführt werden. Ist dagegen die Menge des Wassers geringer, so bleibt die SiO_2 im Gestein

[1]) CUSHMAN, U. St. Dep. of Agric. Bur. of Chem. Bull. 92, 1905. — CUSHMAN u. HUBBARD, Dep. of Agricult. Off. of publ. roads Bull. 28, 1908. — Vgl. auch E. RAMANN, Bodenkunde 3. Aufl., S. 25.

zurück. Daß dem nicht selten so ist, beweist die Häufigkeit von Quarzadern und -trümern in Tonschiefern, Grauwacken, Porphyren und anderen Gesteinen.

Als besonders wichtig für die Silikatzersetzung kann man mit RAMANN festhalten:

In Lösung gehen Alkalien, wasserhaltige Alkalisilikate, die Karbonate der Alkalien und alkalischen Erdmetalle und Kieselsäurehydrat.

Dagegen bleiben als unlöslich zurück: 1. kolloide wasserhaltige Tonerdesilikate, hauptsächlich von der Zusammensetzung des Kaolins; 2. bei der Zersetzung eisenoxydhaltiger Silikate kolloides Eisenoxydhydrat und 3. bei der Zersetzung magnesiumhaltiger Silikate wasserhaltige Magnesiumsilikate.

Daraus wird begreiflich, warum in der Natur gerade wasserhaltige Tonerde- (Kaolin, Ton, Lehm) und Magnesiumsilikate (Serpentin, Speckstein usw.) eine so große Verbreitung besitzen. Sie stellen eben die letzten, fast unangreifbaren Zersetzungsrückstände der allermeisten Silikatgesteine dar.

Im einzelnen sei über die Zersetzung einiger besonders wichtiger Silikate noch folgendes bemerkt: Von den für den Aufbau der kristallinen Massengesteine an Bedeutung obenan stehenden Feldspäten sind die sauren (Natronfeldspat [Albit] mit 69 v. H. SiO_2 und Kalifeldspat [Orthoklas und Mikroklin] mit 65 v. H.) widerstandsfähiger als die basischeren der Kalk-Natronreihe (Oligoklas mit 62—65 v. H., Labradorit mit 50—56 v. H. und der basische Kalkfeldspat [Anorthit] mit 43 v. H.). Sie werden bei eintretender Zersetzung zunächst matt und färben sich durch Eisenoxydlösungen rötlich. Sowohl die Feldspate als auch die feldspatähnlich zusammengesetzten Mineralien (Nephelin, Leuzit usw.) liefern beim allmählichen Zerfall zu den obengenannten Endprodukten (Kaolin, Ton) noch eine ganze Reihe anderer Mineralien, vor allem Muskovit, Epidot, Chlorit und namentlich auch Zeolithe. Sie scheiden sich namentlich in Drusen und anderen Hohlräumen jüngerer Eruptivgesteine (Basalt, Phonolith usw.) aus und spielen, wie schon oben bemerkt, auch im Ackerboden eine große Rolle.

Von Feldspatvertretern wandeln sich Nephelin, Sodalith und Nosean ganz besonders in Natrolith, Leuzit in Analzim, beides natronhaltige Zeolithe, um.

Unter den Glimmern wird der eisenreiche dunkle Biotit häufig zersetzt, während der helle Muskovit recht beständig ist und oft selbst durch Verwitterung anderer Mineralien entsteht. Bei jenem kommt es leicht zur Ausscheidung von Eisenoxyden als Ocker, Eisenglanz oder auch als Magneteisen.

Die Augite nehmen Wasser auf, verlieren ihr Ca[1]) und reichern sich an Mg an. Haben sie einen größeren Al-Gehalt, so bilden sich wasserhaltige Al- und Mg-Silikate, besonders Chlorit oder Grünerde: eine chloritähnliche, aber eisenreiche und kaliumhaltige Verbindung. Aus der „chloritischen Substanz" bilden sich weiterhin Ton, Brauneisenstein, Karbonate und Quarz. Enstatit und Bronzit liefern bei der Zersetzung Serpentin, aus dem weiter Karbonate, Brauneisenstein und Quarz entstehen. Auch Hypersthen geht in die beiden letztgenannten Mineralien über. Die Hornblenden, die meist schwerer verwittern als die Augite, wandeln sich in Serpentin, Talk und Kalkspat, und, wenn sie Al-haltig sind, in Chlorit und Epidot um. Bei weiterer Verwitterung entstehen Ton, Brauneisen, Quarz und Karbonate.

Der Olivin ($2 MgO . SiO_2$) zersetzt sich sehr leicht unter Wasseraufnahme zu Serpentin ($3 MgO . 2 SiO_2 . 2 H_2O$), während aus dem überschüssigen Mg und der CO_2 des Wassers $MgCO_3$, Magnesit, und aus dem freigewordenen Fe Magneteisen (Fe_3O_4) entstehen und die SiO_2 zum großen Teil als Opal oder Quarz ausgeschieden wird. Der so entstandene Serpentin wird aber vom CO_2-haltigen Wasser häufig noch weiter umgewandelt, indem alles Mg in Magnesit und die freiwerdende SiO_2 in Quarz, Opal usw. umgewandelt wird.

Der reinste Serpentin bildet sich aus Olivinfels; aber auch Hornblende- und Augitgesteine verfallen der „Serpentinisierung".

Durch weitere, leider nur selten eintretende Verwitterung durch zutretendes CO_2-haltiges Wasser bildet sich aus Serpentin örtlich der technisch so gesuchte Magnesit ($MgCO_3$).

Von anderen häufigeren Silikaten zersetzen sich die Mineralien der Granatgruppe besonders zu Epidot, Chlorit, Serpentin und Brauneisen. Andalusit wandelt sich leicht in Kaliglimmer, daneben in Chlorit oder Kaolin um; Vesuvian in Glimmer, Chlorit und Speckstein; Cordierit in Glimmer; der schwer angreifbare Turmalin endlich in Glimmer, Chlorit oder Speckstein.

Sowohl die Wichtigkeit, die der Kaolin als Ausgangsstoff für die Porzellandarstellung für die Technik hat, als auch seine große Bedeutung für die Entstehung der Tone lassen es nötig erscheinen, hier noch etwas ausführlicher auf die Kaolin- und Tonbildung zurückzukommen.

Bei der Verwitterung der meisten feldspatführenden Gesteine, des Granits, Quarzporphyrs, Trachyts, Phonoliths und anderer saurer Eruptivgesteine, entsteht als Rest der Zersetzung durch kohlensäurehaltige Wässer Kaolin[2]); aber auch aus der Zersetzung basischer Eruptive und ebenso

---

[1]) Die so häufige Umwandlung des Augits in Hornblende, die sogenannte Uralitisierung, ist mit einem Verlust von Ca verbunden.

[2]) H. Stremme, Chemie des Kaolins. Fortschr. d. Min. Bd. II, S. 87, 1912. — J. Ginsburg, Über den Kaolin und seine Entstehung. Mitteil. d. Polytechn. Inst. Peters

von Tonschiefern, Grauwacken usw. kann er hervorgehen. Er stellt ein lockeres weißes feinerdiges quellbares Aluminiumsilikat dar, welches Si, O, Al und H in verschiedenen Mengenverhältnissen enthält. In reinster Form, als der kristalline Kaolinit von der Zusammensetzung $H_4Al_2Si_2O_8$, bildet es einen Hauptbestandteil des sogenannten Rohkaolins. Bei Meißen, Halle a. d. Saale, Passau und anderweitig liegen bekannte deutsche Fundstellen für Kaolin, während von außerdeutschen hier nur die von Karlsbad in Böhmen, Limoges in Mittelfrankreich, Rönne auf Bornholm und von Cornwall genannt seien. Kaolingel ist nach RAMANN[1]) auch einer der wichtigsten Bestandteile des Ackerbodens.

Früher sah man den Kaolin allgemein als ein Erzeugnis der Kohlensäureverwitterung bei gewöhnlicher Temperatur an. Allmählich hat sich aber herausgestellt, daß auch vulkanische bzw. postvulkanische Vorgänge zur Kaolinbildung führen können[2]). Dies gilt besonders für Thermen (z. B. die von Schemnitz in Ungarn) sowie für kalte Säuerlinge (so den von Gieshübel in Sachsen). In noch anderen Fällen endlich, wie besonders für die Gegend von Halle und Meißen, hat sich ergeben, daß die Kaolinböden nur Reste einer alten (tertiären), durch die Einwirkung von Moorwässern ausgebleichten Landoberfläche, also eine Bleicherde darstellen[3]). Zur Entstehung reinen Kaolins scheint in der Tat die Anwesenheit reduzierender organischer Stoffe in den Sickerwässern erforderlich zu sein. Fehlen sie, so entsteht nicht Kaolin sondern Ton.

Was die Tone betrifft, so sind diese nichts anderes, als meist nicht mehr auf ursprünglicher Lagerstätte befindliche, sondern (oft wiederholt) umgelagerte und dabei meist verunreinigte Kaoline, die von fremden Bestandteilen Quarzkörner (Sand), Feldspatreste und Eisenhydroxyde enthalten. Diese letzten verleihen ihnen eine gelbliche, organische Beimengungen dagegen eine graue Färbung.

Man kann somit unterscheiden:

Kaoline: reinste, meist auf ursprünglicher Lagerstätte befindliche, tonige Zersetzungsrückstände feldspatführender Gesteine.

Tone: meist umgelagerte und dabei mehr oder weniger verunreinigte Kaoline[4]).

---

d. Gr. Petersburg 1912 (russ. m. deutsch. Ausz.). — A. STAHL, Die Kaolinlagerstätten in Deutschland. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1912.

[1]) RAMANN, Bodenkunde S. 245.

[2]) RÖSLER, Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. XV, S. 231, 1902.

[3]) WÜST, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1907, S. 19. — SILLE, Zeitschr. f. Naturwiss. Bd. 79, S. 321. Halle 1907. — STREMME, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 121 und Neues Jahrb. f. Min. 1909, II, S. 91. — Vgl. auch FR. WEISS, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, S. 353.

[4]) Unzweifelhaft in verschwemmter Gestalt kommen Kaoline im deutschen Buntsandstein (besonders dem Thüringens) vor.

Die Verunreinigung der Tone bei der Verschwemmung kann sehr weit gehen. Durch Beimengung von Sand gehen sie in Lehm, durch stärkere Beimengung von Kalk in Mergel über.

Es wird später auszuführen sein, daß unter Umständen, d. h. in mäßig feuchtem Tropenklima, bei der Silikatzersetzung neben oder statt des wasserhaltigen Aluminiumsilikats oder Tons auch Aluminiumhydrate von der Zusammensetzung des Hydrargillits, bzw. Bauxits ($Al_2H_6O_6$) und des Diaspors ($Al_2H_2O_4$) entstehen. Es sind das die Hauptbestandteile des in den Tropen so weit verbreiteten Laterits.

5. **Silikatzersetzung durch Humusstoffe**[1]. Schon bei Besprechung der Kaolinbildung ist hervorgehoben worden, daß diese erwiesenermaßen häufig unter Mitwirkung von Moorwässern stattgefunden hat. Den darin enthaltenen, früher als Humussäuren bezeichneten, zum großen Teil kolloidalen Stoffen kommt ein starkes Zersetzungsvermögen auf die Mineralstoffe zu.

Ist der Humus dem Boden nur in geringer Menge beigemischt, so sättigt er sich adsorbtiv mit den durch Hydrolyse entstehenden Metallhydroxyden (Na[OH], K[OH], $Ca[OH]_2$ usw.). Die Hydroxyde des Al und des Fe und die SiO_2 fällen sich gegenseitig und bilden Austauschzeolithe, die zur Tonbildung führen.

Wo aber der Humus in großen Massen auftritt, genügen die Hydroxyde und Karbonate nicht zu seiner Absättigung. Dieser ungesättigte, sauer reagierende Humus übt eine kräftige Schutzwirkung auf die Hydroxyde des Al und Fe aus, indem er eine gegenseitige (elektrolytische) Fällung ihrer Sole mit denen der SiO_2 verhindert. Sie bleiben löslich und werden aus der Oberkrume heraus in die Unterkrume eingespült, wo sie die Bildung des sogenannten Ortsteins (eines Eisenhumussandsteins) veranlassen.

Die Eigentümlichkeit dieser „Humusverwitterung" gegenüber der „Kohlensäureverwitterung" liegt demnach darin, daß bei ihr nicht nur die Alkalien und alkalischen Erden, sondern auch die für die CO_2 fast unangreifbaren Eisen- und Manganoxydverbindungen, sowie Tonerdehydrat und Phosphorsäure gelöst werden. Daraus erklärt sich die mit der Humusverwitterung verbundene Entstehung gebleichter, mehr oder weniger eisenfreier (enteisender) Böden, der sogenannten Bleicherden, wie sie besonders in den kühlen und

[1]) Die Humusbildung erfolgt im Walde hauptsächlich aus „Streuanfall", in Grasfluren (Steppen, Prärien) überwiegend aus den Wurzelresten der Gräser. Im Walde kann sich Trockentorf (Rohhumus) in festen zusammenhängenden Massen bilden; unter Grasfluren dagegen ist der Humus in feinverteilter Form dem Mineralboden beigemengt.

regenreichen Gebieten der gemäßigten und kalten Zone (Norddeutschland, Dänemark, Skandinavien, Nordrußland usw.) zu beobachten sind[1]). Zur Tonbildung kommt es bei der Humusverwitterung, wenigstens in der Oberkrume, nicht.

Viel Licht haben auf die hydrochemischen Vorgänge des Mineralreiches die sogenannten **Pseudomorphosen** geworfen. Man versteht darunter solche Mineralvorkommen, die in einer fremden, ihnen nach ihrer chemischen Zusammensetzung nicht zukommenden Kristallform auftreten, so z. B. Quarz in der Form von Kalkspat oder Serpentin in der von Olivin. Es kann in solchen Fällen nicht zweifelhaft sein, daß hier eine Umwandlung eines ursprünglichen Kalkspat- oder Olivinkristalls vorliegt. In der Tat sieht man zuweilen, daß die Umwandlung, die begreiflicherweise gewöhnlich außen beginnt und allmählich nach innen fortschreitet, nicht zu Ende gedieh, daß vielmehr im Innern der Pseudomorphose noch ein Rest des unveränderten Minerals übrig geblieben ist. Aber auch wenn die Umwandlung vollständig gewesen ist, läßt sich doch aus der Kristallform ein sicherer Schluß auf die chemische Natur des Urminerals ziehen.

Bis jetzt sind etwa 200 Fälle von Pseudomorphosenbildung bekannt. Ihre Untersuchung hat einmal ergeben, daß Umwandlungen eintreten können, die man unter gewöhnlichen Bedingungen für sehr wenig wahrscheinlich, wenn nicht für unmöglich gehalten hätte. Dann aber zeigen die Pseudomorphosen in besonders eindringlicher Weise, daß selbst Stoffe, die gewöhnlich als ganz unlöslich betrachtet werden, mit der Zeit angegriffen und umgewandelt werden können. So die Pseudomorphose von Speckstein nach Quarz oder die von Zinnstein nach Orthoklas — Fälle, wo sowohl das Ur- als auch das Ersatzmineral als unlöslich gelten.

Man unterscheidet zwei Hauptarten von Pseudomorphosen:

1. Umwandlungspseudomorphosen, entstanden durch chemische Umwandlung des ursprünglichen Minerals, wobei entweder nur neue Bestandteile aufgenommen oder nur alte abgegeben wurden oder aber (was das häufigere ist) ein Austausch einzelner Stoffe gegen neue eintrat. Als Beispiele seien genannt die Pseudomorphosen von Gips ($CaSO_4 . 2 H_2O$) nach Anhydrit ($CaSO_4$); von gediegen Kupfer (Cu) nach Rotkupfererz (Cu_2O); von Speckstein ($3 MgO . H_2O . 4 SiO_2$) nach Talkspat ($MgCO_3$); von Goethit ($Fe_2O_3 . H_2O$) nach Eisenkies (FeS_2); von Serpentin nach Olivin, von Kaolin nach Feldspäten usw.

2. Verdrängungspseudomorphosen, entstanden durch

---

[1]) Vgl. Ramann, Bodenkunde 1911, S. 30. — Wiegner, Boden und Bodenbildung S. 55. 60. 1918.



völlige Verdrängung des ursprünglichen Stoffes durch den neuen[1]). Hierher gehört die Mehrzahl der Pseudomorphosen. Beispiele sind: Eisenglanz (Fe_2O_3) nach Kalkspat ($CaCO_3$); Quarz (SiO_2) nach Flußspat (CaF_2); Gips ($CaSO_4 . 2 H_2O$) nach Steinsalz (NaCl); Kupfer (Cu) nach Kalkspat oder Aragonit (beide $CaCO_3$) und viele andere.

Auch diejenigen Versteinerungen, bei denen Mineralmasse an die Stelle organischer Stoffe getreten ist, können als Pseudomorphosen angesehen werden. So besonders die verkieselten Hölzer, Korallen, Konchylienschalen usw., die verkiesten (in Eisenkies umgewandelten) Muscheln u. a. m.

Es muß endlich noch hervorgehoben werden, daß nicht nur Mineralmassen im kleinen der Pseudomorphosenbildung unterliegen, sondern auch Gesteinsmassen im großen. Dahin gehören z. B. die nicht seltenen sehr ausgedehnten Verkieselungen von Kalksteinen, die Umwandlung von Kalkstein oder Dolomit in Roteisenstein (Fe_2O_3), Brauneisenstein, Galmei ($ZnCO_3$), Schwerspat ($BaSO_4$) (z. B. im Zechstein des Rösteberges unweit Grund am Harz), in Manganmulm (Zechsteinformation bei Heidelberg usw.) u. a. m. Auch die Quarzgänge des Taunus haben ursprünglich aus Schwerspat bestanden. Noch häufiger sind ähnliche Umsetzungen auf Erzgängen, wie denen des Siegerlandes gewesen, deren herrschende Spateisenfüllmasse später vielfach durch Quarz, geschwefelte Erze, Braun- und Roteisenstein ersetzt worden ist[2]).

Verwitterungsvorgänge[3]).

Weitaus die meisten zu Tage gehenden Gesteine erweisen sich als nicht mehr frisch. Sie sind gebleicht oder sind umgekehrt von dunklerer, bräunlicher oder schwärzlicher Farbe, von mattem erdigem Ansehen, mehr oder weniger mürbe und in ihrem Gefüge gelockert: kurz, sie zeigen die Merkmale des Zustandes, den der Geologe als *verwittert* bezeichnet.

Ein erster Hauptgrund für die Verwitterung der Gesteine liegt in den *lösenden und umbildenden Wirkungen der Sickerwässer* auf alle mit ihnen in Berührung kommenden Mineralstoffe. Die Stärke der Verwitterung hängt daher überall wesentlich von der Menge der Niederschläge ab.

---

[1]) Es braucht kaum hervorgehoben zu werden, daß auch bei diesen Pseudomorphosen die Umwandlung nach denselben Gesetzen vor sich gegangen ist wie bei den Umwandlungspseudomorphosen; nur liegen die chemischen Beziehungen zwischen Ur- und Ersatzmineral hier nicht so klar zutage.

[2]) W. Bornhardt, Gangverhältnisse des Siegerlandes I, S. 264. Berlin 1910, Geol. Landesanst.

[3]) Alb. Heim, Einiges über die Verwitterung der Berge. Züricher Naturf. Ges. 1874. — Joh. Walther, Lithogenesis der Gegenwart III, S. 554 ff., 1894. — Merrill, Rocks, rock-weathering and soils. New York 1897. — E. Ramann, Bodenkunde 3. Aufl., 1911. — Rich. Lang, Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde. Stuttgart 1920.

Hand in Hand mit der chemischen Arbeit des Wassers geht nun aber eine Reihe von mechanischen Vorgängen, die die Zerstörung der Gesteine unterstützen und fortsetzen. Was wir Verwitterung nennen, ist daher das vereinigte Werk chemischer und mechanischer Kräfte.

Unter diesen letzten sind besonders Wind und Regen, Temperaturwechsel bzw. Frost und Organismen wichtig.

Wind und Regen kommen für die Verwitterung insofern in Betracht, als dadurch die an der Oberfläche angehäuften Abwitterungsteilchen der Gesteine fortgeführt und so immer wieder frische Gesteinsflächen für die Einwirkung der Atmosphärilien bloßgelegt werden. Während dabei, wie früher ausgeführt, in Gegenden mit trockenem Klima die Hauptrolle dem Winde zukommt, fällt sie in Gebieten mit feuchtem Klima dem Regen zu. Die Trübung, die nach Regengüssen in allen oberflächlichen Gewässern eintritt, veranschaulicht in deutlichster Weise, wie die Regenrinnsale auf dem Wege nach den nächsten Bodenvertiefungen alle an der Oberfläche liegenden feinen Verwitterungsteilchen mit sich reißen.

Der Temperaturwechsel befördert den Zerfall der Gesteine dadurch, daß bei raschen Temperaturänderungen die äußeren und inneren Teile des Gesteins ungleichmäßig erwärmt bzw. abgekühlt werden und daß dadurch Spannungen entstehen, die Ablösungen und Zerbröckelungen des Gesteins zur Folge haben. Bei kristallinen Massengesteinen wird dies noch unterstützt durch die ungleich starke Ausdehnung der verschiedenen Gemengteile bei Änderungen der Temperatur.

Wie groß die durch die Insolation bedingte Gesteinszerstörung in Wüstengebieten ist, ist schon früher ausgeführt worden. Man könnte den sich in solchen Landstrichen vollziehenden, in der Hauptsache auf den Temperaturwechsel zurückzuführenden mechanischen Gesteinszerfall als trockene Verwitterung bezeichnen.

In ähnlicher, noch kräftigerer Weise wirkt in höheren Breiten und in größerer Meereshöhe der Spaltenfrost[1]). Es ist bekannt, daß das Wasser beim Gefrieren eine Raumvermehrung erfährt[2]), die sich mit solcher Gewalt vollzieht, daß selbst eiserne Bomben durch darin eingeschlossenes gefrierendes Wasser zersprengt werden können. Wenn nun das in eine Gesteinsspalte oder Kluft eingedrungene Wasser zu gefrieren beginnt, so bildet sich zuerst ein oberflächlicher Eispfropf. Dringt dann der Frost tiefer ein und gefriert mehr Wasser, so übt die Raumvermehrung einen großen Druck aus, der sich natürlich auch auf das noch flüssige Wasser überträgt und

---

[1]) Bertil Högbom, Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala XII, S. 256–398, 1914.

[2]) Sie beträgt etwa 9 v. H.

sich weit ins Innere des Gesteins fortpflanzt. Die Wirkungen des Frostes reichen auf diese Weise viel tiefer als der Frost selbst[1]).

Zusammenhängend mit der großen Rolle, die auf diese Weise der Frost für die Zertrümmerung der Gesteine spielt, sind die der Schneegrenze benachbarten Teile des Hochgebirges, wo jede Nacht Frost bringt, während jede Stunde Sonnenscheins ein Wiederauftauen bedingt, der Sitz der stärksten mechanischen Verwitterung. Die Formen der Kuppen und Gehänge werden in diesen Höhen hauptsächlich durch den Frost bestimmt und sind sehr verschieden von denen der unterhalb der Schneegrenze gelegenen Gebiete, wo nicht der Frost, sondern chemische Verwitterung und Regen die wirksamsten Kräfte für die Ausgestaltung der Felsoberfläche sind.

Ganz dasselbe gilt für die Polargegenden, für die Gebiete nivalen und subnivalen Klimas, die schon im Meeresniveau ähnliche Bedingungen aufweisen, wie sie in niederen Breiten in der Schneeregion herrschen.

Unter den Organismen kommen für die Verwitterung sowohl Pflanzen als auch Tiere in Betracht. Die Tiere dadurch, daß viele, die im Boden leben (Säuger, Würmer, Schnecken, Insekten), ihn lockern, durchwühlen und unter Umständen — wie die Regenwürmer — ganz durchmengen und umarbeiten. Auch die bei Verwesung der toten Tierkörper sich entwickelnden organischen und unorganischen Stoffe (CO_2, Ammoniak, Salpetersäure usw.) tragen ganz wesentlich zur Zersetzung der Gesteine bei.

Noch wichtiger sind für die Verwitterung die Pflanzen. Gleich den Tieren wirken sie sowohl mechanisch als auch chemisch. Mechanisch durch das Eindringen der Wurzeln selbst in die feinsten Spältchen und Ritzen der Gesteine und die sprengenden Wirkungen, die sie dadurch ausüben[2]). Chemisch einmal durch die lösende Kraft der von den Wurzeln ausgeschiedenen organischen Säuren auf alle Mineralstoffe — nach Senft[3]) vermögen selbst Silikate dieser lösenden Wirkung nicht zu widerstehen; dann aber auch durch die bei ihrer Verwesung entstehende CO_2, von der, wie früher hervorgehoben, die obersten humosen Bodenschichten immer ansehnliche Mengen enthalten.

Auf die große Rolle, welche die aus der Verwesung pflanzlicher Stoffe hervorgehenden Humusstoffe für die Zersetzung der Gesteine spielen, auf die Tatsache, daß bei der „Humusverwitterung" nicht nur die Verbindungen der Alkalien und alkalischen Erdmetalle, sondern auch die des Fe_2O_3 kolloidal aufgelöst und fortgeführt werden, und die damit zusammenhängende Entstehung von eisenarmen bis eisenfreien, ausgebleichten Ver-

[1]) Heim, Autographierter Abriß der Vorlesung über Allgemeine Geologie.

[2]) Das Dickenwachstum in Fugen eingedrungener Wurzeln ist oft stark genug, um kubikmetergroße Felsstücke zu heben!

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1871, 23, S. 665.

witterungsböden von grauer bis weißlicher Färbung ist schon früher hingewiesen worden.

Die Pflanzenwelt spielt auf diese Weise eine wichtige Rolle für die Aufschließung des Bodens und die Bildung der Ackerkrume (Humus), die nichts anderes darstellt als die mit pflanzlichen Zersetzungsstoffen gemengten Verwitterungsreste der Gesteine.

Besonders wichtig ist in dieser Hinsicht die Tätigkeit der niedersten, zum großen Teil mikroskopischen, dem unbewaffneten Auge nur als graubrauner Staubüberzug erscheinenden Schorf-, Krusten- und Wandflechten, die sich zuerst auf frischen Gesteinsoberflächen niederlassen und diese für die spätere Besiedlung mit höheren Pflanzen vorbereiten[1]).

Eine ähnliche Rolle spielen nach MUNTZ[2]) die überaus verbreiteten nitrifizierenden Organismen, die vermöge ihrer winzigen Größe selbst in die feinsten Poren und Haarspältchen der Gesteine eindringen und sowohl durch ihre mechanische Tätigkeit als auch durch ihre chemischen Absonderungen gesteinzerstörend wirken.

Es braucht kaum hervorgehoben zu werden, daß die Vorgänge der Verwitterung wesentlich an die obersten Bodenschichten gebunden sind und schon in geringer Tiefe — oft schon von wenigen Metern — aufhören. Die Grenze, bis zu der die Verwitterung hinabreicht, liegt dort, wo der oberflächliche Temperaturwechsel verschwindet und wo die Einwirkung der atmosphärischen Niederschläge und damit die Durchwässerung der Gesteine und ihre Zersetzung durch Sauerstoff, Kohlensäure usw. aufhören.

Je stärker die Zerklüftung und Durchlässigkeit der Gesteine ist, um so tiefer wird die Verwitterung eindringen. Sie reicht daher im Kalkgebirge viel weiter abwärts als in den meisten Silikatgesteinen. Natürlich wird dabei auch das Klima eine Rolle spielen. Während die Verwitterung in Gegenden mit ständig gefrorenem Boden überhaupt nicht in diesen einzudringen vermag und auch in trockenen Wüstengebieten nahezu auf die Oberfläche beschränkt ist, kann sie in feuchten Tropengebieten oft noch in Tiefen von 100 und mehr Metern wirksam sein.

Als erste Wirkung der Verwitterung bedecken sich die Gesteine mit einer Verwitterungskruste. Bei dunklen Gesteinen (bituminösen Kalksteinen, Kieselschiefern, Tonschiefern) hat sie infolge der Oxydation

---

[1]) SENFT, Steinschutt und Erdboden. Berlin 1867. — Wie schnell die Pflanzenbesiedlung unter günstigen Umständen vor sich gehen kann, zeigt das Beispiel der Insel Krakatau in der Sundastraße, die schon drei Jahre nach dem alles vernichtenden Ausbruche von 1883 mit Farnen bedeckt war, zwischen denen bereits einzelne höhere Gewächse Fuß gefaßt hatten.

[2]) C. R. Ac. Sc. Paris 1890, 110. Vgl. Neues Jahrb. f. Min. 1894, I, S. 450.



der organischen Stoffe eine hellere, manchmal fast weiße Farbe[1]); bei eisenoxydulreichen, in frischem Zustande grünlichen oder schwärzlichen Gesteinen ist sie infolge der Oxydation des Eisens bräunlich oder rötlich. In allen Fällen aber ist die Härte der Verwitterungsrinde geringer als die des frischen Gesteins und ihr Aussehen matt und erdig.

Bemerkenswert ist, daß die in das Gestein eindringenden und sich durch Diffusion darin verbreitenden Stoffe (Sauerstoff, Kohlensäure, Metall- [besonders Eisen-] und Karbonatlösungen u. a.) oftmals Niederschläge erzeugen, die sich nicht gleichmäßig und stetig, sondern periodisch oder rhythmisch

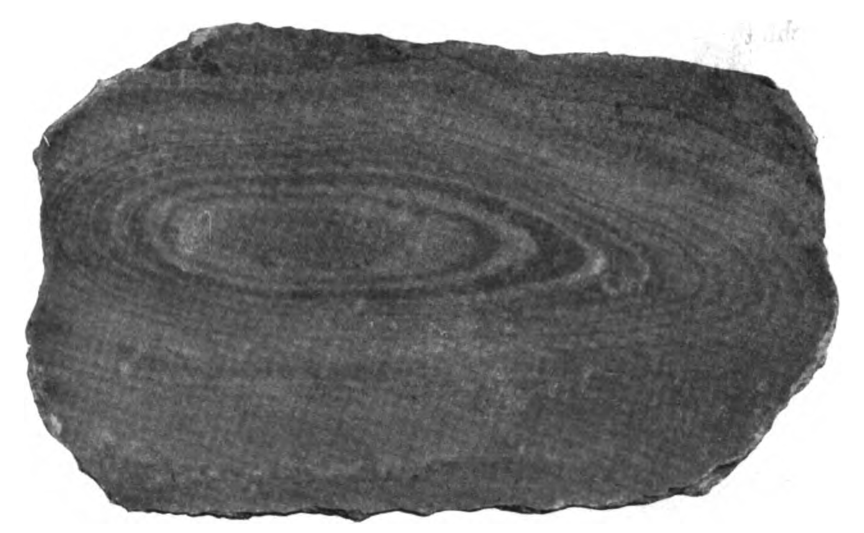


Fig. 280. Verwitterungsringe im Münzenberger Blättersandstein. 1/4 natürl. Gr. (Urstück im Marburger Geol. Museum.)

bilden. Es entstehen dadurch die sogenannten Verwitterungsringe[2]) (auch Diffusions- oder LIESEGANGsche Ringe genannt), die besonders bei feinkörnigen Sandsteinen, aber auch bei schiefrigen und kalkigen sowie bei Eruptivgesteinen nicht selten sind. In ausgezeichneter Entwicklung, als braune, violette, rote und gelbe Bänder von Braun- und Gelbeisen, kann man sie unter anderem an dem bekannten tertiären Münzenberger Blättersandstein in der Wetterau beobachten (Fig. 280).

Auf der Bildung einer schwer verwitterbaren Hartkruste beruht wohl die merkwürdige „Tafoni"-Verwitterung der Granite Kor-

[1]) Daraus erklärt sich, daß Schiefer, Sandsteine, Grauwacken und Kalksteine, die an der Tagesoberfläche mehr oder weniger hellgrau sind, in größerer Tiefe, so z. B. in Bergwerken, eine dunkelgraue bis schwarze Farbe zeigen.

[2]) Vgl. R. LIESEGANG, Geologische Diffusionen, Dresden und Leipzig 1913, und WOLFG. OSTWALD, Die Welt der vernachlässigten Dimensionen, S. 125. Dresden und Leipzig 1915.

sikas (Fig. 281). Während das Innere größerer Blöcke mehr und mehr zerbröckelt, wird die äußere Rinde sehr hart und erhält sich sehr lange. Fällt sie endlich der Zerstörung anheim, so entstehen die abenteuerlichsten Felsgestalten. Vermutlich spielen hier ähnliche Vorgänge eine Rolle wie bei der Entstehung der vergleichbaren, oben aus der südafrikanischen Namib beschriebenen Lochbildungen (siehe S. 209, Fig. 242). Der Wechsel von starker Betauung bei Nacht und starker Besonnung bei Tage begünstigt die oberflächliche Abscheidung der Eisen- und Manganoxydhydrate, die unter Mit-

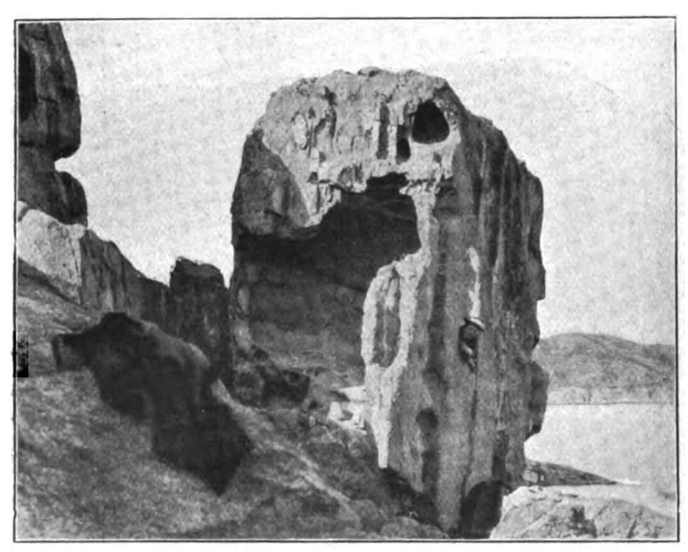


Fig. 281. „Tafoni"-Verwitterung des korsischen Granits. Gegend von Calvi an der Westküste der Insel. Nach Photogr. des Herrn Alfr. Blackie in London.

wirkung der durch die Verwitterung entstandenen Alkalisalze während der Betauung gelöst worden waren.

K a l k s t e i n e werden von der Verwitterung besonders leicht angegriffen. Daraus erklärt sich das häufig zu beobachtende Hervortreten der darin eingeschlossenen, in der Regel widerstandsfähigeren Versteinerungen über die Gesteinsoberfläche. In anderen Fällen werden allerdings umgekehrt die Versteinerungen ausgelaugt und veranlassen Vertiefungen der Oberfläche. In der Regel aber bewährt sich die Erfahrung, daß Fossilien auf angewitterten Flächen leichter zu finden sind als auf frischem Bruch.

Manchmal weist die Verwitterungsrinde der Kalksteine zahllose kleine narbenförmige Vertiefungen auf und erhält dadurch ein zerfressenes Aussehen.

Eine andere, erst in neuester Zeit mehr beachtete Kleinform der Verwitterung ist die Lochbildung, die zur Herausbildung von n e t z-, g i t t e r- und w a b e n f ö r m i g e n O b e r f l ä c h e n führt. Man beobachtet sie

bei uns namentlich am mittleren und oberen Buntsandstein Mittel- und Süddeutschlands. Ausgezeichnete Abbildungen solcher Wabenwände aus dem Pfälzer Buntsandsteingebiet hat D. HÄBERLE veröffentlicht[1]). Die gleichen Verwitterungserscheinungen wiederholen sich auch beim Quadersandstein Sachsens, wo sie letzthin von O. BEYER näher untersucht worden sind[2]). Solche Oberflächen erinnern sehr an die Steingitter, wie sie aus verschiedenen Wüsten und Steppen beschrieben worden sind (vgl. Fig. 249, S. 314). In unseren Gegenden können diese Gitter natürlich nur ein Er-

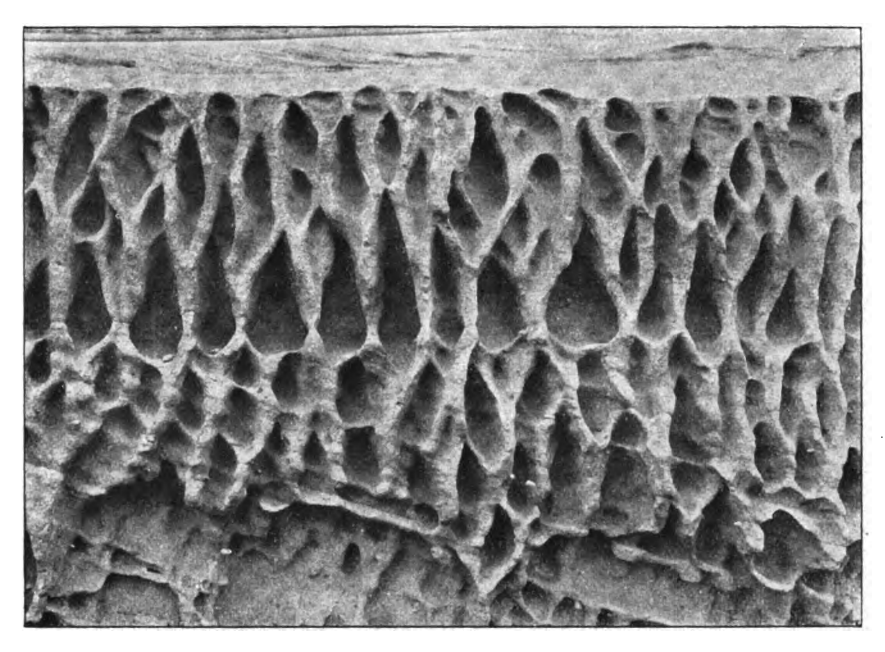


Fig. 282. Buntsandstein mit wabenförmiger Verwitterungsoberfläche. Drachenfels bei Busenberg (Rheinpfalz). Photographie des Herrn AUG. BAUER, Kaiserslautern.

zeugnis der gewöhnlichen, durch Regen, Frost, Pflanzen (Flechten, Moose) und chemische Lösungsvorgänge vermittelten Verwitterung sein. Beim Quadersandstein würden dabei nach BEYER auf Kosten des Schwefelkiesgehaltes des Gesteins entstandene Gips- und Alaunlösungen eine Hauptrolle spielen. Nach B. HÖGBOM entstehen übrigens in Siam auch auf Kalk und Granit ähnliche Verwitterungsformen[3]).

Bei m a s s i g e n F e l s a r t e n wird die Verwitterung wesentlich unterstützt durch die Absonderungsklüfte, von denen aus die Zersetzung ebenso leicht ins Innere des Gesteins fortschreitet wie von der Tagesoberfläche

[1]) HÄBERLE, Geol. Rundsch. Bd. VI, S. 264, 1915.
[2]) BEYER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1911, S. 429.
[3]) HÖGBOM, Bull. Geol. Inst. Upsala Bd. XII, S. 119, 1913.

aus. Da sich diese Klüfte mit fortschreitender Verwitterung immer mehr erweitern, so pflegen viele Absonderungsformen, wie besonders die kuglige und plattige, erst dann deutlich hervorzutreten, wenn das Gestein zu verwittern beginnt. Im Falle sphäroidischer Absonderung, wie sie bei vielen Gabbros, Diabasen, Basalten usw. vorkommt, beobachtet man häufig, daß bei weit vorgeschrittener Verwitterung nur der innerste Kern der Sphäroide noch frisch, das umgebende Gestein aber bereits zu einer *grusigen Masse* aufgelöst ist. Wird der Grus fortgeführt, so bleiben die unzer-

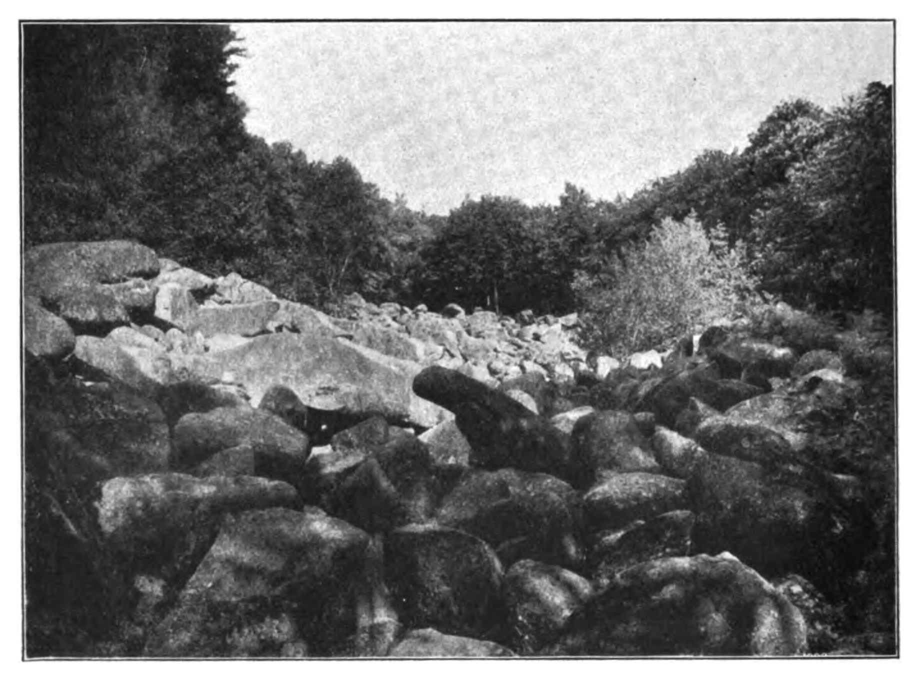


Fig. 283. Felsenmeer (Syenit). Melibokus (Odenwald).
Nach Photographie.

setzten Sphäroide zurück und bilden Anhäufungen kugliger oder unregelmäßig gestalteter Blöcke. Wo dies an flachen Abhängen der Fall ist, spricht man von *Felsenmeeren*. Oden- und Schwarzwald, Fichtel- und Riesengebirge und viele andere Gebiete liefern Beispiele solcher, besonders aus Granit, Syenit und anderen älteren Massengesteinen bestehenden Blockanhäufungen (Fig. 283).

Auch die Gipfel der Berge lösen sich zuweilen in einzelne, an Ort und Stelle verbleibende Blöcke auf und bilden sogenannte *Blockgipfel* (Fig. 284). Sind die Gehänge steiler, so wandern die Blöcke allmählich abwärts und erzeugen mehr oder weniger ausgedehnte *Blockhalden*, wie sie nicht nur bei kristallinen Massengesteinen (Basalten, Quarzporphyren u. a.),

sondern auch bei Sedimentgesteinen (Quarziten, Sandsteinen, Kalksteinen — Fig. 285) vorkommen[1]).

Bei schiefrigen Gesteinen erleichtern deren Spaltungsflächen, bei geschichteten die Schichtfugen sowie die plane Parallelstruktur das Eindringen der Tageswässer. Sandige und konglomeratische Gesteine mit löslichem Bindemittel werden auch durch dessen Entziehung zersetzt und in losen Sand und Geröllmassen umgewandelt; Mergel in ähnlicher Weise durch Auslaugung des Kalkgehaltes in Ton.

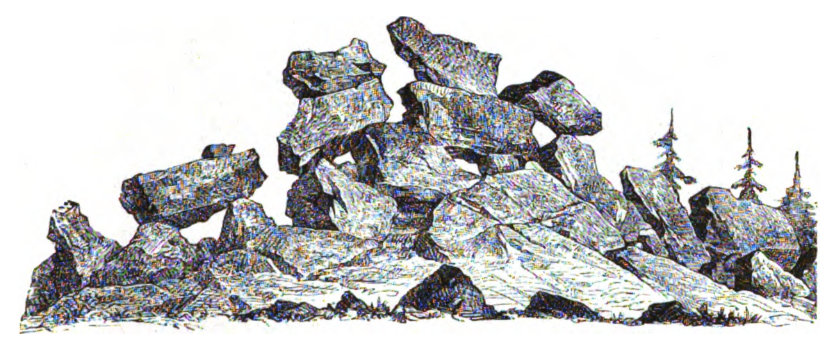


Fig. 284. Blockgipfel. Nach HOCHSTETTER.

Welches aber auch immer die ehemalige Zusammensetzung, Struktur, Textur und Absonderung des Gesteins war, alle Gesteine verlieren mit der Zeit durch die Verwitterung ihren Zusammenhalt und zerfallen in der Nähe der Tagesoberfläche entweder zu Grus oder häufiger zu losen Brocken, die

[1]) In neuester Zeit deutet man die Felsenmeere und Blockhalden unserer west- und mitteleuropäischen Mittelgebirge anders. Man faßt sie als ein Ergebnis derjenigen sich an allen Abhängen vollziehenden langsamen Abwärtsbewegung der obersten Bodenlage auf, die man jetzt als Solifluktion oder als Erd- oder Bodenfluß bezeichnet. Während aber bei uns der Bodenfluß jährlich nur wenige Zentimeter beträgt, erhebt sich sein Betrag im Polargebiete in der gleichen Zeit auf ebensoviele Dezimeter oder gar Meter; und dies ist der Grund, warum HÖGBOM unsere Felsenmeere nicht als ein Erzeugnis des heutigen, sondern des Bodenflusses der Diluvialzeit betrachtet, während welcher bei uns ähnliche klimatische Verhältnisse herrschten wie jetzt im Polargebiete. (Vgl. B. HÖGBOM, Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala Bd. XII, S. 257, 1914, und W. SALOMON, Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenformen. Geol. Rundsch. Bd. VII, S. 30, 1916.)

MEYER-HARRASSOWITZ hat diese Deutung auch für die ausgedehnten Basaltblockfelder des Vogelsberges angenommen (Ber. über die Vers. des Niederrhein.-Geol. Ver. 1916. Bonn 1918). Sie liegt in diesem Falle um so näher, als jene Blockmassen vielfach von Löß überlagert werden, also diluvialen Alters sind. Die fraglichen Blockfelder würden, in diesem Lichte betrachtet, zugleich einen bemerkenswerten Hinweis auf ein mindesten um 5—6° kälteres Klima Mitteldeutschlands in der Eiszeit bilden.

sich nach oben immer mehr mit den humosen Bestandteilen der Bodenkrume vermischen.

Das Endergebnis der Verwitterung der Gesteine, so verschieden sie auch ursprünglich waren, ist immer wesentlich das gleiche: es sind Tone, Lehme, Sande. Immer sind diese

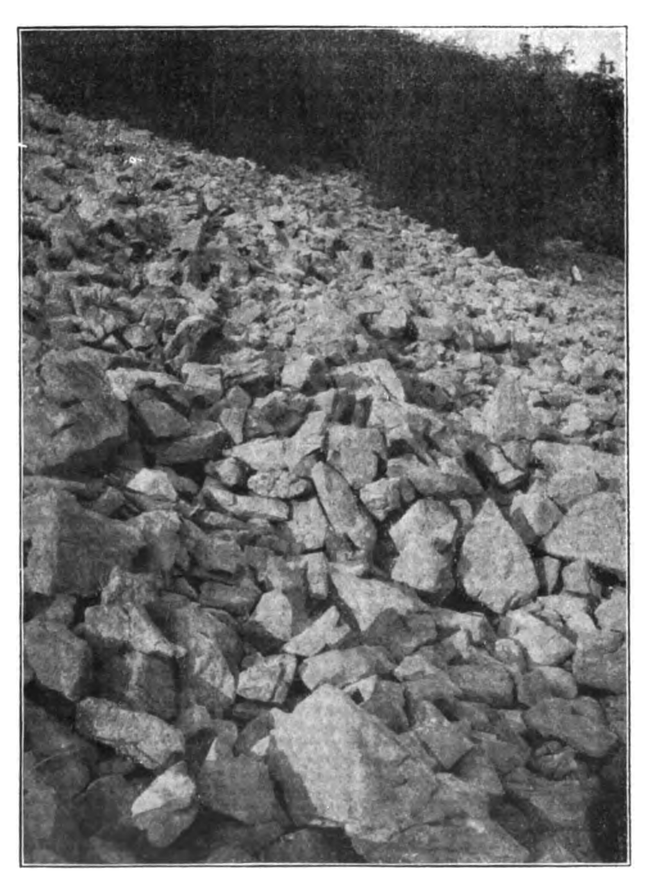


Fig. 285. Kahle Blockhalde. Jurakalk. Stafelegg bei Aarau.

Zersetzungsrückstände mehr oder weniger kalkarm — was besonders für die meist nahezu kalkfreien Humusböden gilt.

Infolge des Umstandes, daß Tonschlamm stets als adsorptiv wirkendes Gel ausgeschieden wird, enthalten alle Tonböden Alkalien — und zwar — wie schon früher (S. 358) hervorgehoben — besonders Kalium und alkalische Erden. Dies gilt sowohl für die aus süßem Wasser niedergeschlagenen, wie auch besonders für die aus Meerwasser niederfallenden Tone. Auch der Alkaligehalt sandiger und kalkiger Böden hängt augenscheinlich mit ihrem Gehalt an tonigen Bestandteilen zusammen.

Auf die rotgefärbten Verwitterungsböden tropischer und subtropischer Gebiete kann erst weiter unten eingegangen werden.

Abhängigkeit der Verwitterungsvorgänge vom Klima[1]).

Es leuchtet ohne weiteres ein, daß die Stärke und der Verlauf der Verwitterung ganz wesentlich von den klimatischen Verhältnissen der betreffenden Erdräume abhängen werden. Wie für das Klima Temperatur und Niederschlagshöhe die beiden maßgebenden Werte bilden, so gilt das gleiche für die Verwitterung und die damit zusammenhängende Bodenbildung. Nur kommt für diese letzte weniger die Temperatur der Luft als die des Bodens in Betracht, und was die Niederschlagsmenge betrifft, so kommt es hier besonders auf das Verhältnis der jährlichen Regenhöhe zur mittleren Jahrestemperatur und der wesentlich von dieser abhängigen Verdunstungshöhe an. Denn von diesem Verhältnis, vom „Regenfaktor“ RICH. LANGS[2]), muß in erster Linie das Maß der Durchfeuchtung und Auswaschung des Bodens abhängen.

Am kräftigsten wirkt die Verwitterung in **heißen** und zugleich **feuchten Gegenden,** in Gebieten des tropischen Regenwaldes KÖPPENS (vgl. S. 87), wo infolge der hohen mittleren Jahrestemperatur und der starken Niederschläge die hydrolytischen Spaltungsvorgänge sich mit großer Lebhaftigkeit vollziehen. Da zudem der tropische Regen außer der CO_2 salpetrige Säure und Ammoniak herabführt, so reicht die Verwitterung hier viel tiefer hinab als in unseren Gegenden — nach BRANNER sind z. B. die Gneise und Granite Brasiliens oft bis zu mehr als 100 m Tiefe vollständig zersetzt. Man kann in solchen Gebieten oft meilenweit wandern, ohne auch nur das kleinste Stückchen frischen Gesteins zu Gesicht zu bekommen. Die Böden dieser Gegenden pflegen eine lateritische Zusammensetzung zu haben und hauptsächlich aus einem Gemenge von Al- und Fe-Oxydhydraten und Quarzkörnern zu bestehen. Dabei schützt die gewöhnlich sehr dichte Pflanzendecke die entstandenen Zersetzungsgebilde vor stärkerer Abtragung und Fortführung. Sie bleiben am Ort ihrer Entstehung liegen und veranlassen die sogenannte akkumulative Verwitterung.

---

[1]) E. RAMANN, Bodenkunde. 3. Aufl. Berlin 1911. — DERSELBE, Bodenbildung und Bodeneinteilung. Berlin 1918. S. 56: Klimatische Bodenzonen. — GLINKA, Die Typen der Bodenbildung. Berlin 1914. — MEYER-HARRASSOWITZ, Klimazonen der Verwitterung. Geol. Rundsch. 1916, S. 193. — DERSELBE, Die Klimate und ihre geologische Bedeutung. Ber. d. Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilk. Gießen Bd. 7, S. 212, 1919.

[2]) R. LANG, Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht. Sonderabdr. aus Internat. Mitteil. f. Bodenkunde. Berlin und Wien 1915. — Vgl. auch DERSELBE, Über die Bildung von Bodentypen. Geol. Rundsch. 1915, S. 242, und Verwitterung und Bodenbildung. Stuttgart 1920 (konnte leider nicht mehr benutzt werden).



Infolge der hohen Temperaturen der Tropenzone, die eine rasche Zersetzung der organischen Stoffe zur Folge haben, kommt es trotz der außerordentlichen Üppigkeit des Pflanzenwuchses nur selten, nur in überfeuchten Gebieten, zur Anhäufung größerer Humusmassen (Rohhumus, Torfmoore usw.). Daraus erklärt sich, daß obwohl Humusverwitterung den Tropen keineswegs fehlt — daß dies nicht der Fall ist, zeigt schon die Farbe der aus den großen Urwaldgebieten Innerafrikas und Südamerikas kommenden Ströme, die zum großen Teil, ähnlich wie die Flüsse unserer europäischen Bleicherdegebiete, durch humöse Stoffe dunkel gefärbtes, sogenanntes Schwarzwasser führen[1] —, sie dort doch im allgemeinen nur eine geringe Rolle spielt.

Anders wirkt die Verwitterung bei **warmem,** aber **trockenem Klima,** wie es in den sogenannten Savannen (S. 87) und besonders in den Steppen und Wüsten herrscht. In solchen Trockengebieten spielt die durch Wind und Insolation vermittelte mechanische Verwitterung die Hauptrolle. Der größte Teil des Verwitterungsschuttes wird durch Wind und Wasser nur bis in die nächstgelegenen Bodensenken getragen, wo er sich immer mehr anhäuft und die früher (S. 322) geschilderten Eindeckungsvorgänge bedingt. Nur die feinsten Verwitterungsteilchen gelangen bis in die Randgebiete der Wüste und werden in den semiariden Steppen abgelagert. Die chemische Verwitterung bleibt demgegenüber gering: sie beschränkt sich im wesentlichen auf die Bildung von Hartkrusten, Bröckellöchern, Schutzrinden, Steingittern und dergleichen Erscheinungen mehr. Der größte Teil der Niederschläge (Regen, Tau) dringt nicht tief in den Boden ein: er bleibt in dessen oberer Zone hängen und geht durch Verdunstung bald wieder verloren. Die kapillar emporsteigenden Wässer sind reich an salzigen Bestandteilen, die bei der Verdunstung ausgeschieden werden, woraus sich die für die in Rede stehenden Gebiete so bezeichnende Verbrackung bzw. Durchsalzung der obersten Bodenzone sowie die Bildung von Salzseen, von Salz-, Gips-, Kalk-, Kieselsäure- und Eisenkrusten erklärt.

Schon diese Mineralausscheidungen zeigen, daß die Gesteinsauslaugung auch in ariden Gebieten wirksam ist[2]), wenn sie auch hier lange nicht in der Stärke und — schon infolge des Fehlens von kolloiden Verwitterungsresten in der Wüste — in anderer Weise erfolgt wie in humiden Gebieten.

Nennenswerte humöse Ablagerungen können bei der Pflanzenarmut der Trockengebiete und der raschen Zersetzung aller organischen Stoffe in solchen Erdräumen begreiflicherweise nicht entstehen.

In den Übergangsgebieten vom ariden zum humiden Klima, die man als semiarid zu bezeichnen pflegt, können humusreiche Böden natürlich in viel ausgedehnterem Maße entstehen. So in den

[1]) Ramann, Bodenbildung S. 101, 1918.

[2]) Kaiser u. Beetz, Wassererschließung in der südlichen Namib. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1919, S. 165

Steppen Südrußlands mit ihrem ausgeprägten Wechsel von langen kalten Wintern und kurzen trockenen Sommern die weitverbreitete, durch ihre große Fruchtbarkeit berühmte Schwarzerde, über die, ebenso wie über die ähnlichen humusreichen Böden der nordamerikanischen Prärien, später noch genauere Mitteilungen gemacht werden sollen. Auch diese Böden verdanken ihren Reichtum an mineralischen Nährstoffen der geringen Bodenauslaugung.

Wenden wir uns der Verwitterung in **humiden Gebieten** zu, so sehen wir zunächst, daß hier bei mehr oder weniger reichlichen Niederschlägen chemische und mechanische Verwitterung einander ungefähr die Wage halten. Herrschend ist hier die Kohlensäureverwitterung. Daneben aber geben die fast immer vorhandenen Reste von nicht ganz zersetzten Pflanzenstoffen Veranlassung zur Entstehung von Humus und damit zur Humusverwitterung.

Kohlensäureverwitterung. Bei mäßig starker Durchfeuchtung, wie sie in Süd- und Mitteleuropa die Regel ist, bewirkt sie die Bildung von durch Eisenhydroxyde gefärbten Ablagerungen, unter ihnen besonders von tonigen, weil die salzhaltigen, verhältnismäßig elektrolytreichen Gewässer die Ausflockung der feinsten schwebenden Bestandteile des Wassers begünstigen.

Neben der Kohlensäureverwitterung aber veranlassen die fast überall vorhandenen Reste von nicht völlig zersetzten Pflanzenstoffen die Bildung von Humusablagerungen und damit Humusverwitterung. Diese ist besonders in höheren Breiten zu Hause, die infolge ihrer niederen Jahrestemperatur für die Erhaltung des Humus besonders geeignet sind. Wo, wie in Norddeutschland, Skandinavien, Schottland, Nordrußland usw., das kühle und feuchte Klima die Entstehung großer Moore zur Folge hat, werden in der früher besprochenen Weise nicht allein die Alkalien und alkalischen Erden der Gesteine zersetzt und fortgeführt, sondern auch die Eisen- (Ferri-) und Tonerdeverbindungen, so daß zuletzt fast nur unlösliches Kieselsäurepulver in Gestalt von Bleicherden zurückbleibt.

In kalten, niederschlagsreichen und verdunstungsarmen Gegenden endlich, in der Zone mit subnivalem und **nivalem Klima,** wie wir es einmal innerhalb des Polarkreises, dann aber auch im Hochgebirge oberhalb der Schneegrenze antreffen, sind die Wirkungen der Verwitterung nicht geringer als in den schon besprochenen Zonen. Hier aber spielt nicht sowohl die chemische, als vielmehr die mechanische Gesteinszerstörung, besonders durch Frost, die Hauptrolle. Die Gesteinsbruchstücke häufen sich an Berglehnen in Masse zu Schuttkegeln und Schutthalden an; aber die aus ihnen entstehenden Ablagerungen nehmen unter dem Einfluß eisiger Schmelzwässer vielfach andere Gestalt an wie in unseren Breiten. Da die Wässer dieser Gebiete elektrolytarm zu sein pflegen, so findet hier keine Ausflockung der fein-

erdigen Bestandteile und damit keine Tonablagerung statt. Die meisten Böden bestehen aus einem Gemisch von Sand und Humus. Reinere Ansammlungen von diesem letzten in Form von Torfbildungen kommen auch im Borealgebiete reichlich vor.

Als besonders bezeichnende Bodenformen des nivalen Klimas seien hier genannt[1]):

Fließerden: Feinkörnige Sandmassen, die mit Wasser gesättigt, fließend werden und an Grabenrändern und in Bodeneinschnitten breiförmig



Fig. 286. Steinringboden an der Südküste der Kingsbai auf Spitzbergen. Nach MEINARDUS (Zeitschr. Ges. Erdkunde. Berlin 1912).

herausquellen. Die Fließerden spielen für die Erscheinungen des Bodenflusses (Solifluktion), welche erst später (beim Gekriech und den Bergstürzen) besprochen werden sollen, eine große Rolle. Fig. 287 zeigt, wie sie an Bergabhängen in förmlichen Strömen herabsteigen können.

Rauten- (Polygon-) oder Strukturböden: Sandigsteinige, ursprünglich wasserhaltige Bodenmassen, die sich beim Austrocknen durch Risse in Rauten oder Vielecke von oft ansehnlichem Durchmesser

[1]) RAMANN, Bodenbildung 1918, S. 57 ff. — Vgl. auch HÖGBOM, Geologische Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen. Bull. Geol. Inst. Upsala IX, 1910. — K. SAPPER, Fließerde und Strukturboden auf Spitzbergen. Zeitschr. Ges. Erdk. Berlin 1912. — MEINARDUS, Charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. Sitzungsber. med.-naturw. Ges. Münster. Bonn 1912. — STOLL, Entstehung des Strukturbodens in polar. Gebieten. Veröff. des deutsch. Observ. Ebeltofthafen-Spitzbergen. Braunschweig 1917.

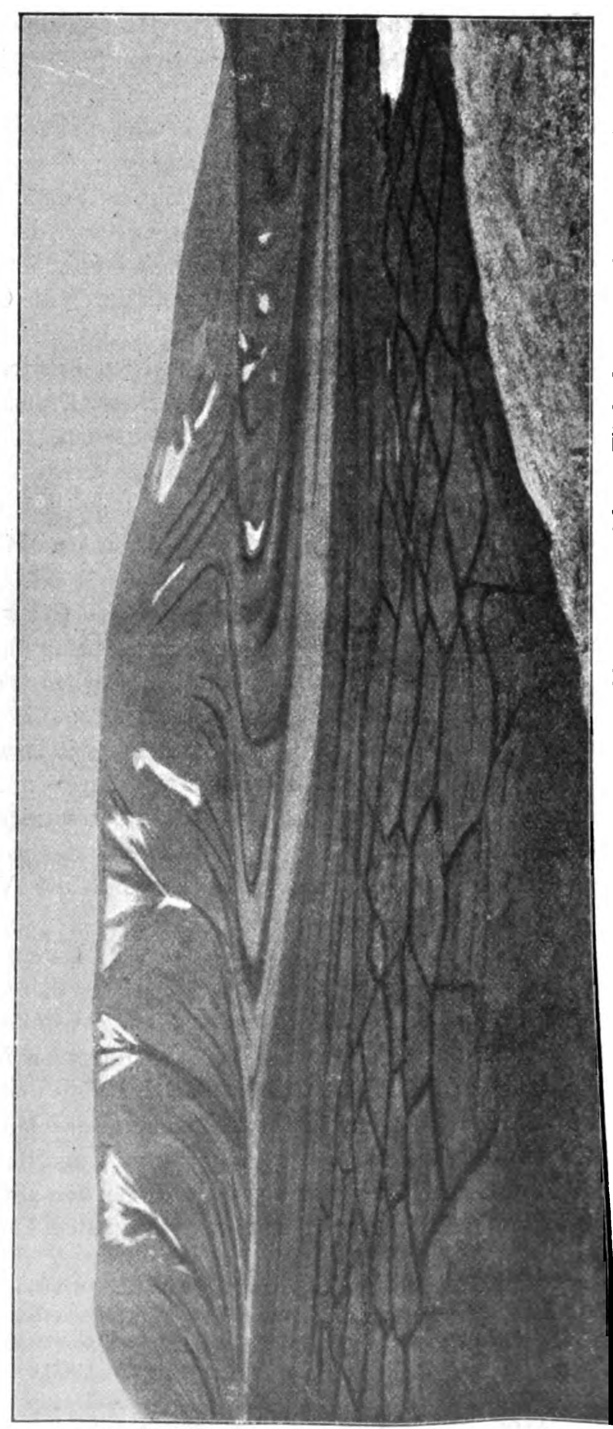


Fig. 287. Im Vordergrund mooriger Rauten-(Polygon-) Boden; am Bergabhange ausgezeichnete Fließerdeströme. Sassen Bay, Spitzbergen.
Photogr. Aufnahme von Bertil Högbom, 1909.

trennen. Beim Gefrieren werden die Steine breiter Rauten allmählich nach dem Rande hin verschoben und bilden hier Steinringe um innere feinkörnigere Bodenflächen (Fig. 286)[1]).

Erd- und Torfhügel: Eine besonders in den waldlosen Tundren Nordeuropas und Sibiriens, in den Gebieten mit ewig gefrorenem Boden vorkommende Erscheinung. Die obere Bodenschicht taut im Sommer auf. Gefriert sie wieder, so wölbt sich die sie unterlagernde, zwischen der gefrorenen Oberschicht und dem Eisboden befindliche Erdschicht infolge innerer Spannungen auf und wird in Gestalt von kleineren Hügeln durch die Oberschicht hindurchgepreßt[2]).

Eine große Rolle spielt für die Bildung der meisten besprochenen Erscheinungen die Raumvermehrung wasserdurchtränkter Erdmassen beim Gefrieren und ihre Wiederzusammenziehung beim Auftauen.

Für Europa lassen sich mit E. RAMANN[3]) folgende drei Hauptklimazonen der Verwitterung unterscheiden:

1. Südeuropäische oder Zone der Rot- (bzw. Gelb-) erden. Bei vorherrschender chemischer (CO_2-) Verwitterung und warmem Klima (besonders warmem Winter) entstehen hier verhältnismäßig wenig ausgewaschene, mehr oder weniger humusfreie eisenreiche rote Böden (Terra rossa). Die rote bzw. gelbe Färbung dieser Böden hängt mit ihrem sehr geringen Humusgehalt und kolloidalen Eisenoxydhydraten von roter oder gelber Farbe zusammen. Die Gelberden finden sich in den weniger warmen, feuchteren Gebietsteilen (z. B. Südfrankreich). Diese fast das ganze Mittelmeergebiet umfassende Zone deckt sich wesentlich mit der Verbreitung immergrüner Laubhölzer.

2. Mitteleuropäische oder Zone der Braunerden. Bei herrschender CO_2-Verwitterung (welche die löslichen Salze und Karbonate auslaugt, aber Eisen- und Aluminiumverbindungen unberührt läßt) und mittelstarker Auswaschung bilden sich hier bei gemäßigtem Klima braune, durch Eisenoxydhydrat gelblich bis bräunlich gefärbte Lehm- und Tonböden mit mäßigem Humusgehalt. Sie sind die herrschenden Böden Mitteleuropas. Hierher große Teile von Deutschland, Österreich, Dänemark und Südschweden, fast ganz Frankreich, Süd- und Ostengland, westlicher Teil von Mittelrußland, entsprechend der Verbreitung der sommergrünen gemischten Laubhölzer.

---

[1]) Über in mancher Hinsicht ähnliche Frostwirkungen in unseren Breiten siehe FR. BEHR, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Monatsber. 1918, S. 95.

[2]) Eine gute Abbildung einer Torfhügeltundra gibt RAMANN, Bodenkunde 1911, S. 580.

[3]) RAMANN, Geogr. Ges. München, Jan. 1901, und Bodenkunde 1911, 3. Aufl., S. 578. — Vgl. auch STREMME, Verbreitung der klimatischen Bodentypen in Deutschland. Festschr. für BRANCA. Berlin 1914.

Dieser Zone sind auch zuzurechnen die obenerwähnten, unter mehr ariden Bedingungen entstandenen Schwarzerdegebiete Südrußlands sowie die sich ihnen anreihenden, in noch trockeneren Gebieten gebildeten kastanienbraunen Böden GLINKAS.

3. Nordeuropäische oder Zone der Grauerden (Podsolböden RAMANNS)[1]). Infolge vorherrschender Humusverwitterung bei kühlem und feuchtem Klima entstehen hier humusreiche, stark ausgelaugte und durch Fortführung der Eisenverbindungen gebleichte Böden von grauer bis weißlicher Färbung. Westengland, Irland, Schottland, Niederlande, Dänemark, Skandinavien, Finnland, Nordrußland. Nordische Nadelhölzer, Haiden, Sümpfe und Moore.

Den Unterscheidungen: Grau- oder Bleicherdeböden, Braunerdeböden und Rot- bzw. Gelberdeböden kommt eine weit über die Grenzen Europas hinausgehende Bedeutung zu. So zeigt schon die dem Werke GLINKAS[2]) beigegebene schematische Bodenkarte von Rußland, daß der ganze Norden nicht nur des europäischen, sondern auch des asiatischen Rußlands von humosen bzw. Bleicherdeböden eingenommen wird, zu denen auch die ausgedehnten nordischen Tundrengebiete gehören. Im Süden aber schließt sich an diesen Bleicherdegürtel auch in Asien ein einem trockenen Klima entsprechender Braun- und Grauerde- (?) Gürtel[3]).

Es ist sehr bemerkenswert, daß die oben unterschiedenen drei großen klimatischen Bodenzonen in Europa von SW nach NO verlaufen (Fig. 288), während ähnliche Bodenbänder in Nordamerika, der allmählichen Zunahme der Trockenheit vom Atlantischen Ozean nach W zu entsprechend, überwiegend der N-S-Richtung folgen[4]).

---

[1]) RAMANN, Bodenkunde S. 581. — Podsol = Asche, wegen der Ähnlichkeit dieser Böden mit Holzaschen.

[2]) GLINKA unterscheidet von N nach S:

1. Tundra- und Moorzone. Übermäßige Befeuchtung im Verhältnis zur Verdunstung.
2. Podsol- oder Waldzone. Mittlere Niederschlagshöhe.
3. Tschernosem- oder Steppenzone. Mäßige Befeuchtung bei wärmerem Klima.
4. Kastanienfarbige Böden
5. Braunböden
6. Grauböden

(4.–6.) der Wüstensteppen mit aridem Klima.

[3]) Die Einteilung der Böden nach der Farbe hat manchen Widerspruch erfahren. So besonders von H. STREMME, der sie für ganz verfehlt hält und RAMANN den Vorwurf macht, daß in dessen neuester Einteilung von 1918 die Rotböden an nicht weniger als fünf verschiedenen Stellen erscheinen (Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1919, S. 472). Andere neuere Forscher aber, darunter auch WIEGNER in seiner oft angeführten Schrift über Boden und Bodenbildung (Dresden 1918), halten an der Bodeneinteilung nach der Farbe fest.

[4]) RAMANN, Bodenbildung 1918, S. 50.

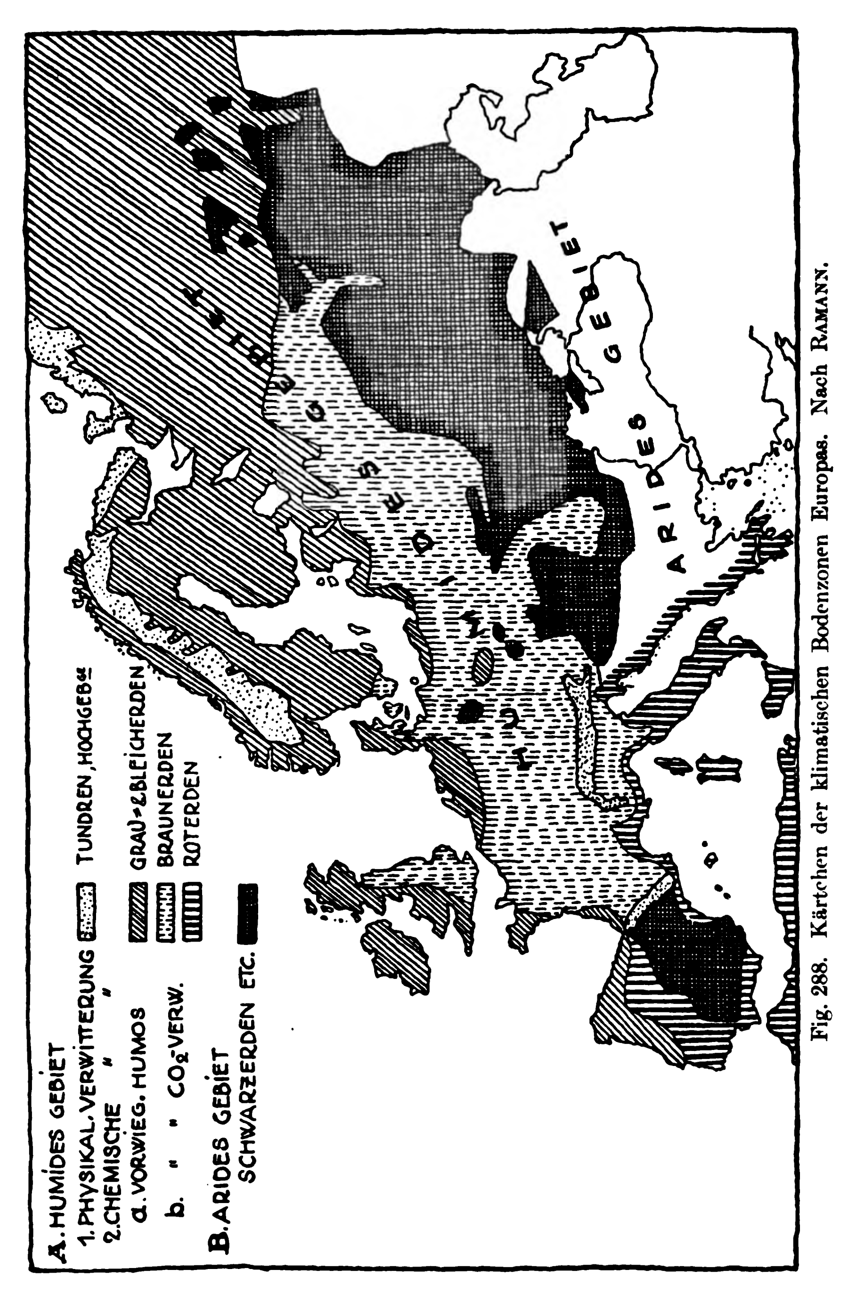


Fig. 288. Kärtchen der klimatischen Bodenzonen Europas. Nach RAMANN.

Es sind hier noch zwei durch rote Färbung ausgezeichnete weit verbreitete Verwitterungsgebilde wärmerer Gegenden, die Terra rossa und der Laterit zu besprechen.

Die **Terra rossa** stellt ein braun- bis ziegelrotes, in Südeuropa (Griechenland, Karst, Italien, Südalpen, Juragebirge) sehr verbreitetes, aus

der Verwitterung eisenhaltiger Kalksteine und Dolomite hervorgehendes Gebilde dar. Nach neueren Untersuchungen[1]) wäre sie nichts anderes als der unlösliche Rückstand der genannten Gesteine. Die Hauptmasse besteht aus einem Aluminiumhydroxydgel, das dem Bauxit und Diaspor entspricht. Nach E. BLANCK erfolgt die mit der Terra-rossa-Bildung verknüpfte Eisenanreicherung durch metasomatische Verdrängung des Kalks durch von außen eindringende Eisenlösungen. Diese Verdrängung würde aber nach ihm nur in Trockenzeiten stattfinden, während in feuchten Zeiten die dann reichlich vorhandenen Humusstoffe das Eisenkolloid in Lösung halten und so vor der Ausfällung schützen sollen[2]).

Der rote Knochenlehm von Pikermi in Attika scheint ein ähnliches pliozänes Zersetzungsgebilde zu sein, während das bekannte Bohnerz des Schweizer und Schwäbischen Juragebirges eine noch ältere, alttertiäre Terra rossa ist. Taschenförmige Auswaschungslöcher und Senken im Malmkalk ausfüllend und örtlich bis 100 m mächtig werdend, stellt es ein eisenreiches ton- oder lettenähnliches Gebilde (Bol) mit zahlreichen Sphärosideritkonkretionen dar.

Ungleich wichtiger als die Terra rossa ist durch seine gewaltige Verbreitung in den Tropen ein anderes eisenreiches rotes Umwandlungsgebilde, der **Laterit.** Er bedeckt ungeheure Flächen im äquatorialen Afrika, wo er namentlich im Kongogebiete überaus verbreitet ist, findet sich weiter auf Madagaskar, in Ostindien und im ganzen südöstlichen Asien, in Australien, Brasilien, Mexiko und Zentralamerika. Obwohl örtlich in große Tiefe hinabreichend, stellt er doch ein Oberflächengebilde dar, welches besonders aus kristallinen Massengesteinen (Graniten, Amphibol- und Augitgesteinen usw.) entsteht. Er kann bis 2000 m Meereshöhe aufsteigen.

Man hat den Laterit bis vor kurzem allgemein mit F. v. RICHTHOFEN[3]) als ein Verwitterungserzeugnis regenreicher tropischer Urwälder betrachtet und H. STREMME[4]), DE LACROIX u. a. halten diese Deutung auch heute noch für die wahrscheinlichste. Ihre Richtigkeit ist indes dadurch zweifelhaft geworden, daß nach neuen Untersuchungen von R. LANG[5]) und JOH. WALTHER[6]), die den Laterit in Südasien, bzw. Australien und Afrika untersucht haben, dieses Gebilde nur in Gegenden mit mäßig feuchtem bis ziemlich trockenem, savannenartigem Klima entstehen soll.

[1]) TUCÁN, Terra rossa. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 34, S. 406, 1912.

[2]) BLANCK, Beiträge zur Entstehung der Mediterranroterde. Geol. Rundsch. 1916, S. 57.

[3]) RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende S. 464, 1886.

[4]) STREMME, Die Entstehung des Laterits. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1917.

[5]) LANG, Zentralbl. f. Min. 1915, S. 146. Vgl. auch DERSELBE, Die klimatischen Bildungsbedingungen des Laterits. Sonderabdr. aus „Chemie der Erde", herausgeg. von G. LINCK, I, S. 134. Jena 1915.

[6]) WALTHER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1915, Monatsber. S. 130.

Übersteigt die Regenhöhe 1800 mm, so soll sich kein Laterit bilden, sondern es sammelt sich Humus an, der die Entstehung von Schwarz- und Braunerden zur Folge hat.

Nach WALTHER wäre zudem der Laterit überall ein älteres, während der Diluvialzeit entstandenes Gebilde, während auf ursprünglicher Lagerstätte befindlicher Laterit sich nach ihm jetzt nirgends mehr bilden würde[1]).

Man hat den Laterit lange als einen eisenreichen Ton angesprochen. Erst MAX BAUER hat (zuerst für den Laterit der Seychellen) nachgewiesen, daß Laterit- und Tonverwitterung etwas ganz Verschiedenes sind[2]). Während nämlich bei der Ton- und Lehmbildung alle alkalischen Bestandteile des Gesteins fortgeführt werden und ein wasserhaltiges Aluminiumsilikat zurückbleibt, wird bei der Lateritbildung außer den alkalischen Bestandteilen auch die ganze Menge der Kieselsäure entfernt, so daß nur ein Tonerdehydrat übrig bleibt. Da gleichzeitig Eisenhydroxyd ausgeschieden wird, so stellt der Laterit ein mehr oder weniger eisenschüssiges Tonerdehydrat (von der Zusammensetzung des [kristallinen] Hydrargillits) dar.

Bemerkenswert ist, daß bei der Lateritbildung die Struktur des Muttergesteins gewahrt bleibt, während sie bei der Tonbildung gewöhnlich verloren geht.

Zu ganz ähnlichen Ergebnissen wie BAUER ist HOLLAND bei der Untersuchung ostindischer Laterite gelangt[3]). Auch er fand darin kein Aluminiumsilikat, sondern nur Aluminiumhydrat. Er wie auch DUBOIS, dem wir eine ausführliche Arbeit über den Laterit von Surinam verdanken[4]), unterscheidet zwischen ursprünglichem, an Ort und Stelle (unter Erhaltung der ursprünglichen Gesteinsstruktur) entstandenem, meist in höherem Niveau (high level lat.) gelegenem, und abgeschwemmtem und umgelagertem, meist tiefer liegendem (low level lat.) Laterit. Dieser letzte ist der bei weitem verbreitetere, aber auch unreinere. Er besitzt fast immer konkretionäre Struktur und ist oft ein förmlicher Eisenoolith mit geringerem Wassergehalt.

Unter solchen Umständen kann es nicht auffallen, wenn die chemische Beschaffenheit der Laterite großen Schwankungen unterliegt und einige, wie die von H. BÜCKING[5]) bzw. von DUBOIS untersuchten von Celebes bzw. Surinam, zum Teil eine mehr kaolin- oder tonartige Zusammensetzung zeigen.

---

[1]) WALTHER, Geologisches Alter und Bildung des Laterits. Petermanns Geogr. Mitteil. 1916, S. 1 u. 46.

[2]) BAUER, Neues Jahrb. f. Min. 1898, II, S. 163. Vgl. auch Neues Jahrb. f. Min., Festband 1907, S. 33.

[3]) HOLLAND, Geol. Mag. 1903.

[4]) DUBOIS, Tschermaks Mineralog.-petrogr. Mitteil. 1903.

[5]) BÜCKING, Zentralbl. f. Min. 1904.

Jedenfalls aber weisen die letztgenannten Arbeiten, ebenso wie die von LACROIX über die Laterite von Französisch-Guinea hin darauf[1]), daß auch in den Tropen Laterit- und Tonverwitterung nebeneinander hergegangen sind und daß daher Übergänge von Laterit in Kaolin und Ton vorkommen[2]).

Die Entstehungsbedingungen des Laterits bedürfen nach dem Gesagten noch immer nach mancher Richtung hin der Klärung. Nach WIEGNER würde für die Lateritbildung wesentlich sein das Fehlen der Humusablagerungen, die sich bei der hohen Temperatur und Bodendurchwässerung nicht bilden können. Auch in diesem Falle entstehen durch Hydrolyse Hydroxyde des K, Na, Ca usw., Kolloide von Al- und Fe-Hydroxyd und SiO_2 in Solform. Die SiO_2 und die Hydroxyde bzw. Karbonate werden in den Untergrund gewaschen, wo die Kieselsäure sich als Chalzedon ausscheidet. Al- und Fe-Hydroxyd dagegen bleiben als feste Kolloide (Dispersoide) in der Oberkrume zurück und reichern sich allmählich an. Ton, dieses gemengte Gel von Al-Hydroxyd und Kieselsäure, fehlt bezeichnenderweise dem typischen Laterit[3]).

Nur ein älterer Laterit ist der **Bauxit.** Er hat seinen Namen nach dem Orte Baux (oder Beaux) unweit Arles in der Provence, wo er eine alte Verwitterungsrinde, eine Landoberfläche der Kreidezeit darstellt.

In Deutschland findet sich Bauxit besonders am Vogelsberg und Westerwald, wo er unter Erhaltung der Gesteinsstruktur aus Basalten hervorgegangen ist. Nach MEYER-HARRASSOWITZ ist er am Vogelsberg eine Bildung der Pliozänzeit.

Auch die mächtige Masse roter bolartiger Gebilde, die in der Gegend von Antrim in Irland zwischen älteren, eozänen Basalten und einem jüngeren System von Basaltdecken entwickelt ist, wird von C. GREENVILLE[4]) als ein lateritisches Verwitterungserzeugnis der Eozänzeit betrachtet.

Laterit, Bauxit und Terra rossa scheinen nach allem dem nahe verwandte Bildungen zu sein. Allen liegt im wesentlichen ein mehr oder weniger eisenhaltiges amorphes Tonerdehydrogel zugrunde, alle haben sich in einem warmen Klima gebildet.

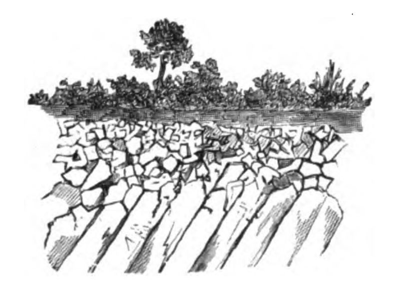
Einige Bemerkungen über Bodenbildung.

Humusablagerungen können als Torf, wie er in Mooren entsteht, und als Rohhumus oder Trockentorf, wie er sich in Waldungen bildet, in ziemlicher Reinheit, ohne stärkere mineralische Beimengung auftreten; in

[1]) LACROIX, Nouv. Arch. du Mus. 1913, 5. sér. 5. Paris 1914.
[2]) Vgl. R. LENZ, Neues Jahrb. f. Min. 1909, II, 347.
[3]) WIEGNER, a. a. O. S. 57.
[4]) GREENVILLE, Geol. Mag. 1908, S. 341.

den meisten Fällen aber kommen humose Stoffe in mehr oder weniger inniger Mischung mit Mineralstoffen vor. So schon unter Grasfluren (im Schwarzerde- und Präriebođen), und noch mehr in der für die Landwirtschaft so überaus wichtigen Dammerde oder Ackerkrume, die nur ein Gemisch von Überbleibseln der Gesteinszersetzung mit den Resten abgestorbener Tiere und Pflanzen darstellt. Man kann oftmals in aller Deutlichkeit beobachten, wie das in einiger Tiefe noch frische und geschlossene Gestein sich nach oben in einzelne Schollen und Brocken auflöst, die allmählich immer kleiner werden, bis sie endlich ganz in der humosen Oberkrume verschwinden (Fig. 289 u. 290).

Da auf diese Weise der Boden unmittelbar aus dem darunterliegenden Gestein hervorgeht, so leuchtet ein, daß jedes wissenschaftliche Verständnis der Bodenbildung unmöglich ist ohne die genauere Kenntnis der verschiedenen, unter der Oberkrume liegenden Bodenschichten, ohne die Kenntnis des so-



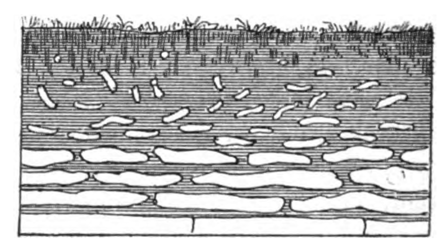


Fig. 289 und 290. Dammerde- oder Ackerbodenbildung.

genannten Bodenprofils. In der Aufeinanderfolge und Beschaffenheit dieser verschiedenen Unterschichten muß sich der Verlauf der chemischen und physikalischen Vorgänge abspiegeln, durch die das Grund- oder Muttergestein allmählich in den Oberboden umgewandelt wurde.

Man pflegt jetzt drei oder vier verschiedene Bodenschichten zu unterscheiden, die man als Oberboden, Unterboden und Untergrund (oder auch als A-, B-, C-Horizont) bezeichnet. Der Oberboden ist mehr oder weniger verwittert, reich an löslichen und zersetzten Bestandteilen, an humosen Stoffen und an feinerdigen Teilen. Der Unterboden hat einen mittleren Gehalt an löslichen und zersetzbaren Bestandteilen, während der Gehalt an humosen sowie an feinerdigen im Verhältnis zu den gröberen Teilen („von der Feinerde zum Bodenskelett") geringer ist. Der Untergrund endlich besteht aus dem wenig veränderten, nur in Bruchstücke zerfallenen Grundgestein[1]).

Neben der gleichmäßig fortschreitenden Verwitterung erleiden die Böden noch vielfache weitere Veränderungen. So durch absteigende, eine Auswaschung des Bodens veranlassende Sinkwässer, durch aufsteigende, gelöste

[1]) Ramann, Bodenbildung 1918, S. 51.

Stoffe mit sich führende und unter Umständen abscheidende Kapillarwässer, durch Umlagerung der Bodenteilchen durch im Boden lebende Tiere und Pflanzenwurzeln und andere Vorgänge mehr. Besonders wichtig aber sind die ausflockenden, die feinen tonigen Teilchen zur Abscheidung bringenden Wirkungen der Elektrolyte salzreicher Wässer und das Zurücktreten dieser Ausflockung in salzarmen Wässern[1]).

Ganz allgemein zeigen nach H. STREMME die Wälder Deutschlands folgendes Bodenprofil: Unter einer grauen bis schwärzlichen, von Streu durchsetzten Oberkrume folgt ein hellgrauer bis weißlicher Bleichhorizont (Bleisand, Podsol), unter dem ein lebhaft rostfarbener Horizont liegt. Erst unter diesem folgt das mehr oder weniger unveränderte, in kalkhaltigen Gebieten zu oberst oft von weißen Kalkausscheidungen durchzogene Grundgestein. Diese vier Teile des Waldbodens können im einzelnen sehr verschieden gestaltet sein. So namentlich der rostfarbene, der bei Sandböden viel mächtiger entwickelt zu sein pflegt als bei Lehm- und Tonböden. Die dunkle Humuskrume kann in Trockentorf übergehen, der Bleisand schneeweiß werden usw. Immer aber rührt die dunkle Farbe der Oberschicht von Humus, die Rostfarbe von Eisenhydroxyden her, die aus den oberen humosen Horizonten hinabgewandert sind und sich dicht unter ihnen abgeschieden haben. Mit den Eisenoxyden sind zugleich die Manganoxyde sowie die Tonerde ausgewandert und haben sich in der rostfarbigen Lage, die als Ortstein bezeichnet wird, angesammelt, wie dies aus den folgenden, von STREMME mitgeteilten Analysen dreier übereinanderliegender Zonen eines Schwarzwälder Granitbodens deutlich hervorgeht:

	Bleisand	Ortstein	Granit
SiO_2 . . .	81,4562	62,8255	69,6140
Al_2O_3 . . .	10,2232	18,5572	15,2354
Fe_2O_3 . . .	1,3781	4,7998	2,3316
MnO . . .	0,1065	4,1361	1,1242
CaO	0,1742	0,7796	0,9700
MgO . . .	0,5682	0,6273	0,6888
K_2O	3,9016	4,4778	5,1967
Na_2O . . .	3,6354	4,6283	5,4671
P_2O_5 . . .	0,2856	0,8903	0,5809
Summe . .	101,7290	101,7219	101,2087

Sowohl die obere Bleichzone (Bleisand) wie der Ortstein zeigen erhebliche chemische Unterschiede vom Granit. Abgesehen von der Kieselsäure sind alle übrigen Stoffe des Bleisandes zum größten Teile ausgelaugt und die

---

[1]) RAMANN, a. a. O. S. 53.

[2]) STREMME, Entstehung des Laterits. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1917.

Sesquioxyde (Tonerde, Eisen- und Manganoxyde) sowie die Phosphorsäure im Ortstein abgelagert worden. Bei weiterer Fortsetzung dieser Auslaugung würde in der Oberkrume schließlich nur die Kieselsäure als Quarzsand zurückbleiben.

So verhält es sich in der Tat in ausgedehnten Gebieten Norddeutschlands, Nordrußlands und Skandinaviens, wo unter der Oberkrume (bzw. der Rohhumuslage) der aller löslichen Bestandteile beraubte Bleichsand, bzw. der Podsol, ein für Acker- wie für Waldbau gleich ungünstiger Boden liegt. Unter ihm aber liegt der schon genannte Ortstein[1]), ein rost- bis schwarzbraunes, bis 14 v. H. humose Stoffe enthaltendes, zum Teil noch lockeres Gebilde — in diesem Falle nennt man ihn Ort-, Brand- oder Fuchserde —, teils ein sehr harter und für die Pflanzenwurzeln fast undurchdringbarer Humussandstein von einigen Zentimetern bis $^1/_2$ m Mächtigkeit. Sein Humusgehalt ist sehr schwankend.



Fig. 291. Profil durch einen bleichsand- u. ortsteinhaltigen Boden Norddeutschlands.

Im Gegensatz zum Bleichboden stellt der ebenfalls schon früher erwähnte Tschernosjom oder die Schwarzerde einen dunkelbraunen bis schwarzen Humusboden mit 4—15 v. H. humoser Stoffe dar, der in Südrußland und den Nachbargebieten sowie im südlichen Sibirien eine gewaltige, in weniger zusammenhängender Form bis nach Transbaikalien und ins Amurgebiet reichende Verbreitung hat. Er ist überall an Steppen mit mäßig warmem, kontinentalem Klima (mit höchstens 50 cm jährlicher Regenhöhe) gebunden und nach russischen Untersuchungen[2]) aus der örtlichen Verwitterung sehr verschiedener toniger und mergeliger Gesteine, insbesondere von Löß hervorgegangen. Auch in den Pußten Ungarns, in den Prärien Nordamerikas (in Dakota, Nebraska, Texas), den Steppen Argentiniens u. a. treten ähnliche humusreiche Schwarzböden auf. Wahrscheinlich gehört auch der indische Regur hierher. In Deutschland stellt besonders der dunkle Boden der Magdeburger Börde mit 3—6 v. H. Humus etwas Vergleichbares dar[3]).

[1]) Ramann, Organogene Ablagerungen der Jetztzeit. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 10, S. 119, 1895. — Derselbe, Bodenkunde 1911, 3. Aufl., S. 199. — C. Emeis, Ursachen der Ortsteinbildung. Vereinsbl. d. Haidekulturvereins Schleswig-Holsteins 1910. — Graf zu Leiningen, Bleichsand und Ortstein. Abh. d. Naturh. Ges. Nürnberg 19, S. 1, 1911.

[2]) N. Sibirzew, Étude des sols de la Russie. Mém. présent. au Congrès géol. internation. St. Pétersbourg 1897. — Glinka, Die Typen der Bodenbildung, S. 258. Berlin 1914.

[3]) H. Stremme, Geol. Rundsch. 1914, S. 482.

Sehr bemerkenswert ist, daß in Rheinhessen außer einem oberflächlichen Schwarz-

Im Anschluß an diese Ausführungen seien hier noch einige weitere, für die Bodenbildung wichtige Verhältnisse berührt.

Nach ihrer Entstehungsart lassen sich zwei Hauptgruppen von Böden unterscheiden, nämlich 1. Urböden (Verwitterungs-, Primitiv- oder Eluvialböden), an Ort und Stelle gebildete, durch Verwitterung entstandene, und 2. Schwemmböden (Schutt-, Derivat- oder Kolluvialböden), durch Wasser, Wind oder Eis umgelagerte Böden.

Dagegen kann man nach ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften unterscheiden: Stein- oder Felsböden, Sandböden, Staub- (Löß-) Böden, Lehmböden, Tonböden, Kalkböden und Humusböden. Nach dem Gestein, aus dem sie hervorgingen, spricht man von Granit-, Basalt- usw. Böden.

Von Wichtigkeit sind weiter die auf GLINKA zurückgehenden Unterscheidungen von endodynamischen und ektodynamischen Böden.

Die erstgenannten sind junge Böden, die noch nicht lange den klimatischen Einflüssen des betreffenden Erdraumes ausgesetzt waren. Infolgedessen hängen ihre Eigenschaften noch stark von der Beschaffenheit des Muttergesteins ab. Die Glazialböden bieten ein gutes Beispiel für diese Art von Böden.

Die ektodynamischen Böden dagegen sind alte Böden, die schon lange bestimmten klimatischen Verhältnissen unterworfen waren. Diese sind für sie bestimmend, und zwar in dem Maße, daß aus den allerverschiedensten Muttergesteinen zuletzt der gleiche Boden hervorging. Schon diese Tatsache genügt, um darzutun, von welcher Bedeutung das Klima für die Bodenbildung ist, und macht es verständlich, daß die Unterscheidung von klimatischen Bodentypen überhaupt möglich ist.

Von nicht minderer Bedeutung sind die Unterschiede von eluvialen oder Auswaschungs- und illuvialen oder Einspülungsböden. Den Eluvialböden werden durch die Bodenwässer die löslichen Stoffe entzogen, den Illuvialböden dagegen neue Stoffe zugeführt. Die erstgenannten verarmen daher mit der Zeit an salzigen Bestandteilen, während solche sich in den letztgenannten anreichern.

WIEGNER[1]) hat diesen Unterschied nachdrücklich betont. In humiden Gebieten durchwässern die eindringenden Sickerwässer die Oberkrume und führen die aus ihr aufgenommenen Mineralstoffe der Unterkrume zu. Wir haben also hier einen oberen Eluvial- und einen unteren Illuvialhorizont (vgl. die obigen Ausführungen über Bleichsandbildung und den unter-

---

erdelager noch zwei weitere, ältere Schwarzerdehorizonte vorhanden sind. Sie liegen inmitten des mächtigen, das oberflächliche Vorkommen unterlagernden Lösses, sind also diluvialen Alters (W. HOHENSTEIN, Mitteil. Oberrhein. Geol. Ver. N. F., IX, S. 86 ff., 1920).

[1]) WIEGNER, a. a. O. S. 54.

liegenden Ortsteinhorizont). In ariden Gebieten dagegen dringen die Niederschläge infolge der überwiegenden Verdunstung nicht tief in den Boden ein, steigen vielmehr bald wieder auf und setzen die der Unterkrume entzogenen Salze in der Oberkrume ab. Hier also liegt umgekehrt der Eluvialhorizont unten, der illuviale oben, so daß wir in beiden Gebieten folgende Bodenprofile zu erwarten hätten:

Humides Profil	Arides Profil
Eluvialhorizont	Illuvialhorizont
Illuvialhorizont	Eluvialhorizont.

Auf der Zusammensetzung der Böden aus Gemischen verschiedener Korngröße beruht die übliche land- und forstwirtschaftliche Einteilung in Sand-, Lehm- und Tonböden. Bruchstücke von mehr als 2 mm Durchmesser bezeichnet man als Steine. Beträgt die Korngröße 2—0,2 mm, so spricht man von Sand; beträgt sie 0,2—0,02, so von Staub, beträgt sie 0,02—0,002, so von Ton.

„Jede dieser Gruppen übt ihre besonderen Wirkungen auf den Boden. Steine beeinflussen seine Wasserführung und Erwärmbarkeit. Sand wirkt als Verdünnungsmittel der feinstkörnigen Bodenbestandteile und fördert das Eindringen des Wassers. Staub zeigt starke Kapillarwirkungen und beeinflußt den Wasseraufstieg. Im Ton ist die Hauptmenge der chemisch zersetzten Verwitterungsstoffe angesammelt. Weitaus die meisten Böden sind Gemische sehr verschiedener Korngröße. Halten sie sich annähernd das Gleichgewicht, so spricht man von Lehmboden, herrschen einzelne Korngrößen an Menge vor, so daß sie bestimmend für die Bodeneigenschaften werden, so nennt man die Böden Sand-, Staub- oder Tonböden[1])“.

Von erheblicher Wichtigkeit ist ferner für die Landwirtschaft das Wasserhaltungsvermögen des Bodens. Es steigt mit Abnahme der Korngröße der Bodenbestandteile und ist abhängig von deren Lagerungsweise und dem Gehalt des Bodens an quellbaren Bestandteilen[2]).

Auch die wichtige Durchlässigkeit des Bodens für Wasser hängt von der Korngröße, der Lagerungsweise, dem Gehalt an Kolloiden und Elektrolyten und von der Schichtung des Bodens ab[2]).

Die Geschwindigkeit des Aufstieges des Kapillarwassers[2]) steigt mit der Feinkörnigkeit der Bodenbestandteile. Sie ist am größten bei Staub- und Feinsanden, und darauf beruht nicht zum wenigsten die Fruchtbarkeit der Lößböden. Die Durchlüftungsfähigkeit oder Durchlüftbarkeit des Bodens, die die Zufuhr von Sauerstoff, wie die Abfuhr übermäßiger Kohlensäuremengen ermöglicht und dadurch ebenfalls von

[1]) Ramann, Bodenbildung 1918, S. 27.
[2]) Derselbe, Bodenkunde 1911, S. 336, 347, 338.

größtem Werte für die Pflanzenwelt ist, hängt wesentlich von der Porosität des Bodens ab, die ihrerseits besonders durch die Korngröße und Dichtigkeit der Lagerung bestimmt wird. Sie ist am größten bei grobkörnigen Böden.

Sollen wir schließlich noch einige Worte über die **Fruchtbarkeit der Böden** zufügen, so ist zu sagen, daß diese durch sehr mannigfache Verhältnisse bestimmt wird.

In erster Linie kommt hier der Gehalt des Bodens an mineralischen Nährstoffen (besonders an Kalium, Ammonium, Phosphorsäure, Kalzium) sowie an Humus in Betracht. An zweiter Stelle spielen die physikalischen Verhältnisse des Bodens, seine Krümelung (lockere oder dichtere Beschaffenheit), seine Mächtigkeit oder Gründigkeit, seine Durchlässigkeit für Wasser und Luft, eine Rolle. Weiter sind natürlich auch die klimatischen Verhältnisse (geographische Breite, absolute Höhe, Niederschlagsmenge und Winde, Verdunstung usw.) von großer Bedeutung, und dasselbe gilt endlich von allerhand örtlichen Verhältnissen, von denen zumal die Lage zur Himmelsrichtung und die Stärke der Bodenneigung in Betracht kommen. Die örtlichen Verhältnisse spielen eine um so größere Rolle, je ausgeprägter das Klima in irgend einer Beziehung wird (Windwirkung an den Seeküsten, Temperatur in den kalten, Wassergehalt in den heißen, Verdunstung in den niederschlagsarmen Gebieten). Lehmböden werden von diesen Einflüssen viel weniger berührt als solche von ausgesprochener Besonderheit, wie Sand-, Humus- und Tonböden[1]).

Einfluß der Verwitterung auf die Geländegestaltung.

Man kann dreist aussprechen, daß die allgemeine Gestalt einer Landschaft, die Verteilung und Größe der Bodenerhebungen und Vertiefungen weniger durch die Art der Lagerung, als durch die Verwitterbarkeit der die Landschaft zusammensetzenden Gesteine bestimmt wird. Feste, wetterbeständige Gesteine müssen einfach deshalb, weil sie langsamer von der Verwitterung angegriffen werden, allmählich immer höher über ihre Umgebung vortreten, während umgekehrt leicht zerstörbare Gesteine wegen ihrer schnelleren Abtragung mit der Zeit die Bildung von Bodensenken zur Folge haben werden.

Der Geologe findet die Richtigkeit dieses Satzes auf Schritt und Tritt bestätigt. Wo man Felsmassen antrifft, die sich in pfeiler-, obelisk-, turm- oder burgartig gestalteten Klippen — als sogenannte Härtlinge — über ihre

[1]) Ramann, Bodenkunde 1911, S. 273, 512.



Umgebung erheben, wie in Fig. 53, S. 179, da kann man sicher sein, daß man es mit besonders wetterfesten und darum allmählich aus dem Boden herausgearbeiteten Gesteinspartien zu tun hat. Dies gilt von den Fig. 292 ab-

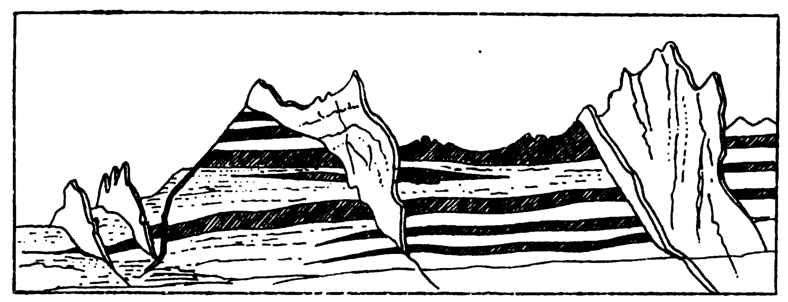


Fig. 292. Lavagänge im Tuff des Val del Bove am Ätna.
Nach SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN.

gebildeten, mauerartig emporragenden Lavagängen des Val del Bove am Ätna, ebenso wie von dem ähnlichen, Fig. 54, S. 180 dargestellten böhmischen Basaltgange und den zahlreichen, auf dem Schieferplateau des Taunus auf-



Fig. 293. Pilzfelsen aus dem Garden of the Gods (Kolorado).



Fig. 294. Sogenannte Herkulessäule (Sächsische Schweiz).

ragenden Quarzgängen. Noch bekannter ist der riesige Quarzgang des Pfahls im bayerisch-böhmischen Walde (vgl. Fig. 91, S. 205).

Auch die berühmte, aus Sandsteinen der oberen Kreideformation bestehende Felslandschaft von Adersbach, von der Fig. 295 einen einzelnen Felspfeiler darstellt, wie solche dort zu Hunderten von verschiedenster Ge-

stalt bis über 60 m hoch aus dem Talgrunde aufsteigen, bietet ein schönes Beispiel für auffällige Verwitterungsformen. Andere sehr bekannte deutsche Beispiele liefert der Quadersandstein der Sächsischen Schweiz (Fig. 294) und der Buntsandstein der Pfalz (Fig. 296).

Wie aber im kleinen, so macht sich die verschiedene Widerstandskraft der Gesteine gegenüber der Verwitterung auch im großen geltend. Ein gutes Beispiel dafür liefern die Gesteine unseres Muschelkalks. Wo seine Schichten wie in Fig. 297 flach liegen, da erhebt sich der feste Wellenkalk überall mit steilem Anstieg wie eine Bastion über den flach geböschten, leicht zerstörbaren Mergeln des Röts. Über dem Wellenkalk tritt mit den Mergeln und Zellenkalken des mittleren Muschelkalks wiederum eine viel weniger widerstandsfähige Schichtengruppe auf, der denn auch wieder ein flacher Geländeanstieg und ein entsprechend starkes Zurückweichen der Profillinie entspricht. Erst der dann folgende wetterfestere Trochitenkalk des oberen Muschelkalks bedingt eine neue Stufenerhebung.



Fig. 295. „Zuckerhut“ bei Adersbach. Nach Photographie.

Noch auffälliger machen sich die Unterschiede in der Wetterfestigkeit der verschiedenen Glieder des Muschelkalks bei geneigter Schichtenlage geltend (Fig. 297a). Dann nämlich bedingen die Schichten des Wellenkalks mit den ihnen eingelagerten festen Schaumkalkbänken (x, x) und ebenso die harten Trochitenkalke (y) des oberen Muschelkalks die Entstehung von Rücken, während die zwischen beiden gelegenen weichen Mergelplatten des mittleren Muschelkalks und ebenso die bröckligen Rötmergel die Bildung von muldenförmigen Senken veranlassen, die häufig von Tälern eingenommen werden.

Dieselbe größere Wetterfestigkeit des Muschelkalks erklärt es, warum er da, wo er in Grabenbrüchen in den Buntsandstein eingesunken ist, den-

noch häufig als Rücken aufragt. Fig. 298 soll die Entstehungsweise eines solchen Rückens erläutern. Stellt *ab* die ursprüngliche Oberfläche, *cd* die ursprüngliche Auflagerungslinie des Muschelkalks auf dem Buntsandstein, α β und γ δ die Lage dieser beiden Linien nach eingetretener Senkung der zwischen den Spalten α γ und β δ liegenden Scholle dar, so wird, nachdem

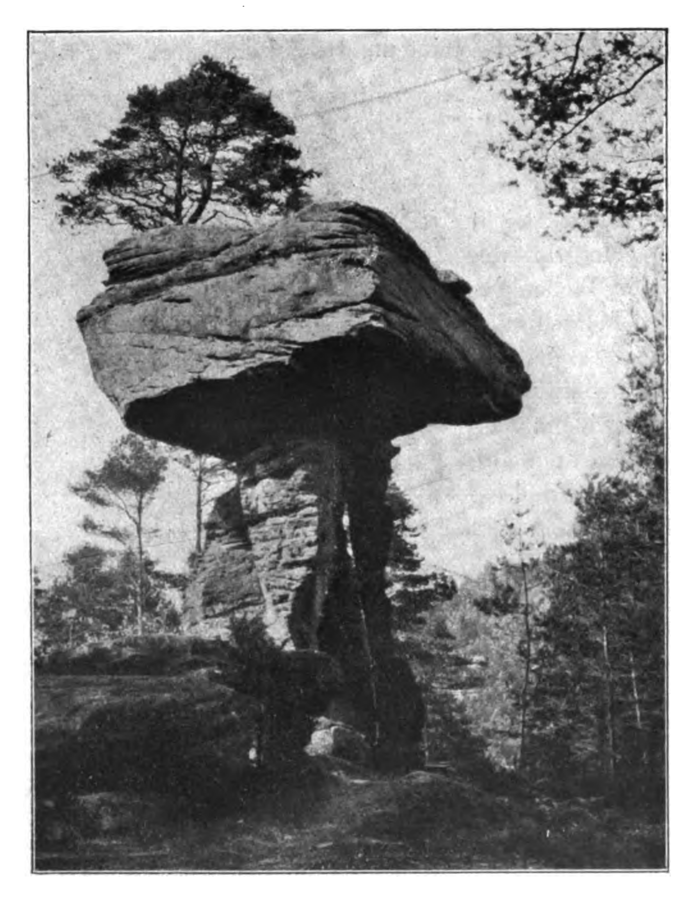


Fig. 296. „Teufelstisch" bei Kaltenbach im Pfälzer Walde.
Nach photographischer Aufnahme von Herrn Dr. Präsent.

die allgemeine Bodenabtragung bis zur Linie *cd* gelangt ist, die weitere Abtragung innerhalb der beiden Spalten langsamer erfolgen als außerhalb, entsprechend der größeren Härte des Muschelkalks. Nehmen wir an, daß diese viermal so groß sei wie die des Buntsandsteins und daß in einer bestimmten Zeit der Muschelkalk um das Stück x abgetragen wird, so wird es der Buntsandstein um $4x$, d. h. der gesunkene Teil wird in einen Höhenzug umgestaltet sein.

Das gerade Gegenteil dieser hessischen Grabenrücken stellt der von

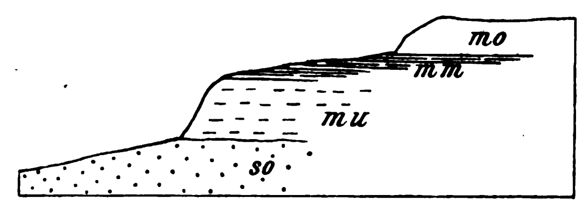


Fig. 297. Profillinie des Thüringer Muschelkalks bei flacher Lagerung.
so Röt, *mu* Wellenkalk, *mm* mittlerer, *mo* oberer Muschelkalk.

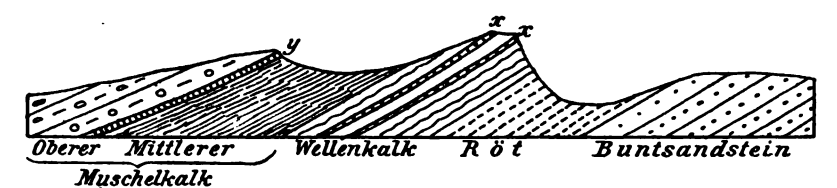


Fig. 297 a. Idealprofil durch den mittleren Teil der mitteldeutschen Trias.
Die harten Schaumkalk- (*x*, *x*) und Trochitenkalkbänke (*y*) bilden Geländekanten.

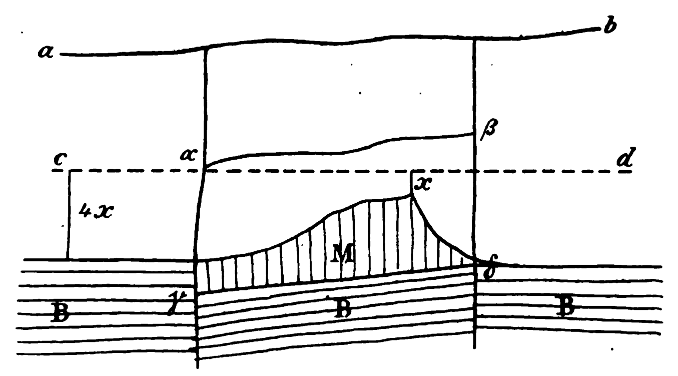


Fig. 298. Umwandlung einer eingesunkenen Muschelkalkscholle in einen Höhenrücken infolge allmählicher Bodenabtragung. Nach Fr. Mösta.

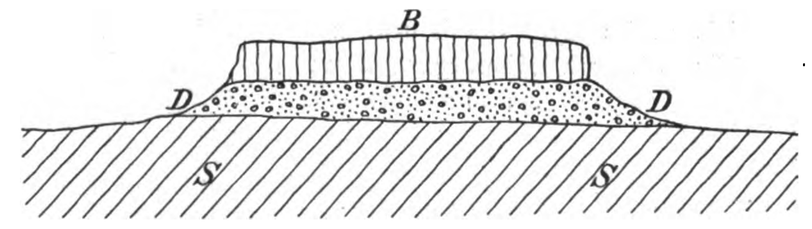


Fig. 299. Basaltischer Tafelberg Kaliforniens. Nach Whitney.
S ältere Schiefer, *D* diluviale Schotter und Sande, *B* Basaltlava.

Bittner[1]) beschriebene salzburgische „Grabenhorst" (Fig. 300) dar. Hier handelt es sich um eine zwischen abgesunkenen Dachsteinkalken stehengebliebene horstartige Scholle älterer Triasgesteine, die wegen ihrer Weich-

[1]) Bittner, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien Bd. 37, S. 415, 1888.

heit viel schneller abgetragen wurden als die Dachsteinkalke und daher allmählich in eine tiefe Talsenke umgewandelt wurden, während die harten Kalke sich zu hohen Bergen gestalteten.

Als treffliches Beispiel für den ausschlaggebenden Einfluß der Verwitterung auf die Geländegestaltung seien endlich noch die merkwürdigen Inselberge von Kalifornien, Arizona und den angrenzenden Gegenden erwähnt. Nach Whitney sind sie nichts anderes als Reste mächtiger diluvialer Basaltströme, die sich in tiefe Täler ergossen hatten und daher durch eine Unterlage von (zum Teil goldführenden) Schottern von den älteren Schiefern jenes Gebietes getrennt sind. Nur infolge ihrer großen Festigkeit sind diese Basaltströme allmählich zu hohen Bergen umgewandelt worden (Fig. 299).

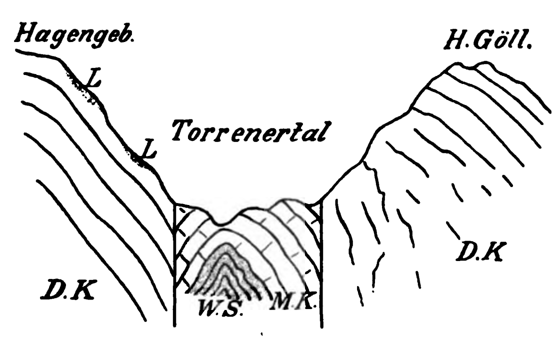


Fig. 300. Querprofil durch das Torrenertal bei Golling im Salzburgischen. Nach A. Bittner. *W.S.* Werfener Schiefer, *M.K.* Muschelkalk, *D.K.* Dachsteinkalk, *L.* Lias.

Auch die Form der Kuppen, Grate und Gehänge hängt wesentlich vom Verhalten der Gesteine gegen die Verwitterung ab.

Für die Kuppen kann man mit Heim[1]) folgende drei Hauptformen unterscheiden:

1. die der massigen Gesteine. Infolge ihres nach allen Richtungen gleichartigen Verhaltens gegen die Verwitterung bilden sie rundliche, kuppel- oder kegelförmige Gipfelformen, wie solche dem Basalt, Gabbro, Porphyr, Granit usw. zukommen (Fig. 301). Auch Sedimentgesteine von ansehnlicher Festigkeit erzeugen mitunter, wenn sie in größeren Massen von gleichartiger Beschaffenheit auftreten, ähnlich geformte Kuppen; so namentlich der Kieselschiefer.



Fig. 301. Kuppenform massiger Gesteine. Nach A. Heim.

2. die der meisten Sedimentgesteine. Da diese aus Platten von ungleicher Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien bestehen, so entstehen hier durch das schnellere Zurückweichen der weicheren Gesteine, wenn die Schichten flach liegen, terrassierte, wenn sie steiler aufgerichtet sind, tief eingeschnittene bis kammzahnartig gestaltete Kuppen und Gratlinien (Fig. 302 a u. b).

[1]) Heim, a. a. O. 1874.

3. die der schiefrigen Gesteine. Diese bestehen aus Platten von nahezu gleicher Widerstandsfähigkeit und geben daher scharfe, oft etwas zackig vortretende, aber nicht terrassierte Umrißlinien (Fig. 303).



Fig. 302 a. Kuppenform flachgelagerter Sedimente. Nach A. Heim.

Was die Steilheit der Gehänge betrifft, so besteht für jedes Gestein von bestimmter Festigkeit, Zerklüftung und Lagerung in einem bestimmten Klima eine Grenze der möglichen Steilheit, die man mit Heim

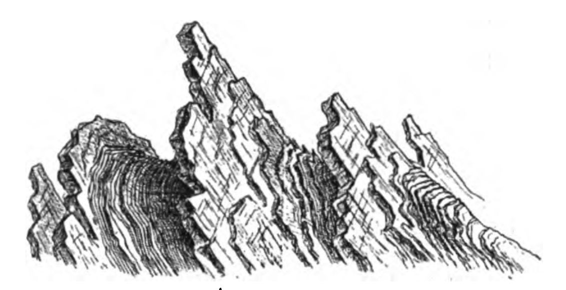


Fig. 302 b. Gratform steil aufgerichteter Sedimente. Nach A. Heim.

als „Maximalböschung" bezeichnen und die nur örtlich überschritten werden kann. Bricht irgendwo am Gehänge (durch Herausfallen verwitterter Teile) ein Stück Gestein heraus, so erfolgt ein allgemeines Nachbrechen der über-



Fig. 303. Kuppen- und Gratform schiefriger Gesteine. Nach A. Heim.

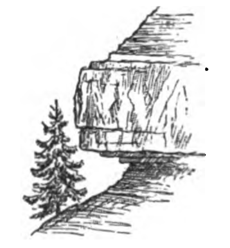


Fig. 304. Ansicht einer Balme. Nach A. Heim.

liegenden, ihrer Stütze beraubten Massen, das sich allmählich bis an den Grat hinauf fortsetzt. Auf diese Weise wird stets wieder die frühere Normalböschung hergestellt.

Böschungen von größerem Winkel als 30—45° sind weit seltener als oft angenommen wird. Dies gilt besonders von senkrechten Wänden,

die in der Natur nur ausnahmsweise, und zwar nur da vorkommen, wo flach liegende, von senkrechten Klüften durchsetzte Schichtgesteine von weichen, leicht verwitternden Schichten unterlagert werden, wie das unter anderem bei den Dolomiten Südtirols der Fall ist. Infolge der dann eintretenden Unterhöhlung der festen Bänke brechen diese fortgesetzt nach (Fig. 305 a) und die Hanglinie wird immer weiter bergeinwärts verlegt. In ähnlicher Weise unterliegen von weicheren Schichten unterlagerte Schieferwände dem Abbruch (Fig. 305 b).

Örtlich können allerdings sogar überhängende Wände, sogenannte Balmen vorkommen (Fig. 304). Solche Unterhöhlungen beruhen



Fig. 305 a u. b. Fortgesetzter Nachbruch von Felswänden infolge der Unterlagerung härterer durch weichere Schichten.

auf einer besonders starken Verwitterungsfähigkeit der am Gehänge ausstreichenden Schichten, können aber wegen der in ihrem Gefolge eintretenden Nachbrüche des Dachvorsprungs nie einen großen Betrag erreichen.

Häuft sich der Verwitterungsschutt am Fuß einer Steilwand von einem Punkte aus an, so entsteht ein Schuttkegel. Solche bilden sich namentlich dort, wo steil geneigte Seitentäler und Schluchten in ein sanfter abfallendes, oft zugleich tiefer liegendes Haupttal einmünden. An solchen Stellen läßt der Bach des Seitentals fast die ganze Menge der von ihm mitgebrachten Geschiebe fallen und es entsteht ein in diesem Falle als naß zu bezeichnender Schuttkegel. Der Böschungswinkel nasser Schuttkegel beträgt 3—30°, derjenige trockener 27—37°[1]). Namentlich im Hochgebirge kommen Schuttkegel von bedeutender Größe vor. So besitzt der-

[1]) Vgl. A. Piwowar, Über die Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Diss. Zürich 1903. — Die Größe des Böschungswinkels trockener Schuttkegel steigt mit der Eckigkeit und Rauheit der Gesteinstrümmer und sinkt mit deren Rundung und Glätte. Die Größe der Bruchstücke ist dabei fast belanglos und auch Bewachsung nur von geringem Einfluß.

jenige von Wiener-Neustadt (bei einer mittleren Neigung von nur 35′) einen Umfang von nicht weniger als 36 km.

Häuft sich dagegen der Schutt am Fuß eines Gehänges längs einer längeren Linie an, so entsteht hier eine Schutthalde (Fig. 307 u. 308).

Rasch wachsende Schutthalden und -kegel sind kahl, langsam wachsende radial-streifenförmig mit Vegetation bewachsen. Jedem Hochgebirgswanderer fällt die ungeheure Ausdehnung der Schuttkegel und -halden auf. Der Ver-

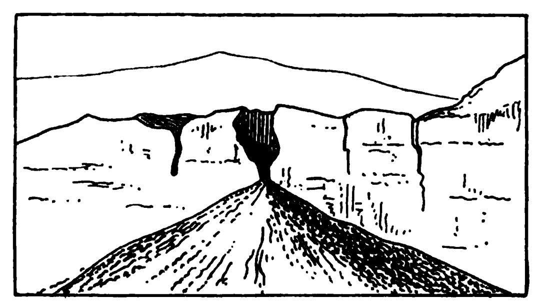


Fig. 306. Schuttkegel. Nach A. Geikie.

witterungsschutt findet in ihnen nur vorübergehend Ruhe, bis sie von einem Bach oder Fluß angeschnitten werden. In Gebirgen, wo die Erosion schwach ist (in den sogenannten Zentralgebieten der Kontinente), können Schuttkegel und Schutthalden so anwachsen, daß sie bis zu den Berggipfeln hinaufreichen: der Berg versinkt dann in seinem eigenen Schutt, wie in vielen Gebirgen Zentralasiens und den östlicheren Ketten der neuseeländischen Alpen. (Vgl. S. 322: Einebnung von Hohlformen in Trockengebieten.)



Fig. 307. Schutthalde. Nach A. Heim.

Von den Schutthalden und -kegeln ist zu trennen der Gehängeschutt. Er entsteht durch die infolge von Verwitterung sich von den Gehängen ablösenden, sich an deren Fuße ansammelnden und ihnen anliegenden Schuttmassen. Durch eindringende lösende Regenwässer wird der Gehängeschutt namentlich in seinen äußeren Teilen zu einer Gehängebrekzie verkittet. In warmen Trockengebieten vollzieht sich dieser Vorgang sehr rasch und führt durch Wiederverdunstung der kaum eingedrungenen

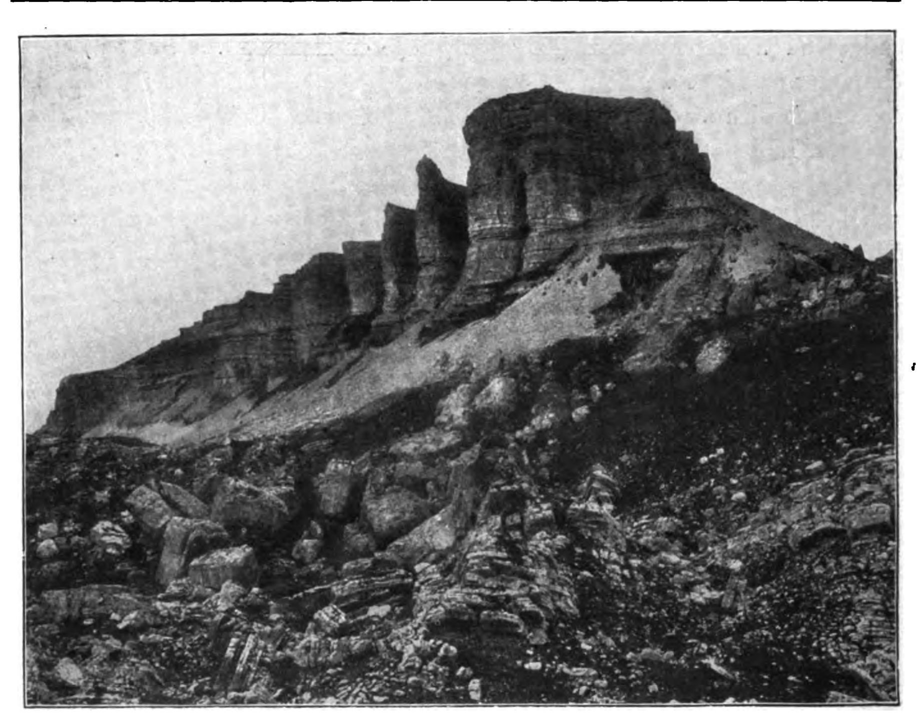


Fig. 308. Kreidekalkklippen, umgeben von Schutthalden. Im Vordergrund grobes Blockwerk. Gegend von Kislowodsk am Kaukasus.

Feuchtigkeit zur Bildung harter, der Vegetation sehr hinderlicher Schuttrinden, Brekzienrinden, Wüstenrinden, wie sie unter anderem in Nordafrika sehr verbreitet sind. Eine ähnliche Hartrindenbildung ist bereits früher (siehe S. 376) bei Besprechung der sogenannten Tafoniverwitterung berührt worden.

Mechanische Wirkungen der Meteorwässer.

Im Vergleich mit den chemischen sind die mechanischen Wirkungen des Regens nur von geringer Bedeutung.

Auf die große Rolle, welche die Regenwässer für die Zusammenspülung und Fortführung der Abwitterungsteilchen der Gesteine spielen, ist schon früher hingewiesen worden.

Von sonstigen geologischen Wirkungen des Regens wären einmal die sogenannten fossilen Regentropfen zu erwähnen: die bekannten rundlichen Eindrücke, die man auf Schichtoberflächen von Sandsteinen des verschiedensten Alters antrifft. Die Art ihrer Entstehung ist schon oben (S. 198) berührt worden.

Weiter wären hier zu erwähnen die Regenrillen oder -riefen, die durch das abfließende Regenwasser an steilen Felsgehängen ausgewaschen

werden. In unseren Gegenden bilden sie sich nur an leicht löslichen Gesteinen, wie besonders an Steinsalz[1]) und Gips; in feuchten Tropengebieten aber auch an kristallinen Massengesteinen, wie dem Granit. An solchem beobachtete sie AUG. BRAUER auf den Seychellen (Fig. 309), G. FRITSCH in Südafrika, BRANNER in Brasilien.

Auch auf der Oberfläche von Kalksteinen, Dolomiten, Sandsteinen usw. erzeugen die ablaufenden Regenwässer mitunter ähnliche Rinnen. Sie finden

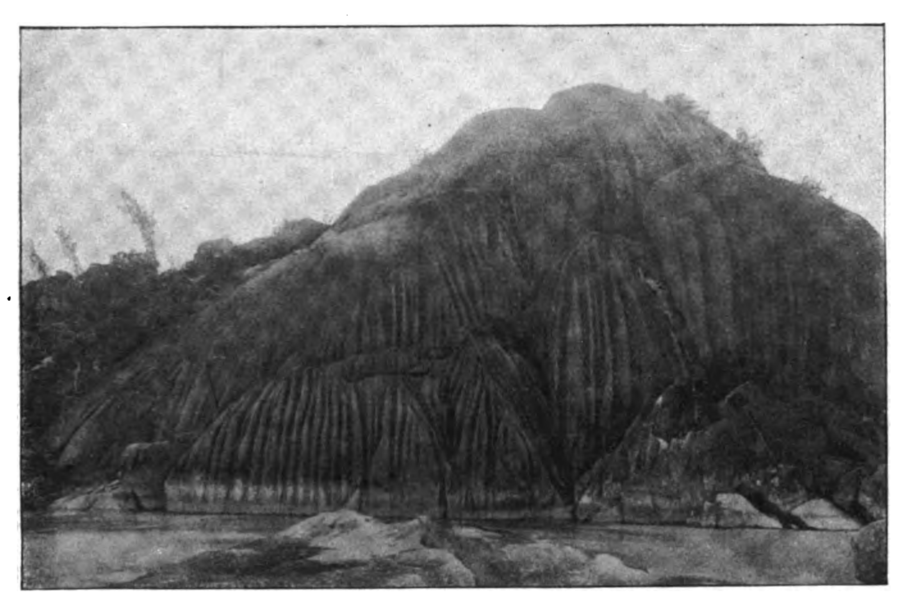


Fig. 309. Regenrillen an den Granitwänden der Seychelleninsel Mahé. Nach photogr. Aufnahme von AUG. BRAUER.

sich als untergeordnete Erscheinung auch an den gleich zu besprechenden Karren und werden diesen vom Grafen zu LEININGEN als Riefelung oder Kannelierung gegenübergestellt[2]).

Auch die Rillenbildung auf der Oberfläche freiliegender Kalksteinstücke, ihre Bedeckung mit zahlreichen seichten Riefen gehört wahrscheinlich hierher, da es sich auch in diesem Falle um Ätzungserscheinungen durch wäßrige Lösungen, also um eine wesentlich chemische Wirkung zu handeln scheint[3]). Schon früher (S. 313) ist das Vorkommen von Rillensteinen in Wüsten erwähnt worden; sie finden sich aber auch in Gebieten mit feuchtem Klima, wie in den Alpen, im Juragebirge u. a.

---

[1]) So zu Cardona in Spanien (E. KAISER, N. Jahrb. f. Min. 1909, I, S. 14).

[2]) LEININGEN, Naturwiss. Zeitschr. f. Forst- u. Landwirtsch. 1911.

[3]) B. G. ESCHER, Über die Entstehung des Reliefs auf den sogenannten Rillensteinen. Geol. Rundsch. 1913, S. 1.

Eine verwandte Erscheinung bilden die sogenannten Karren oder Schratten[1]) an der Oberfläche nackter Kalksteinhänge in höheren Gebirgsregionen. Sie finden sich in den verschiedensten Klimaten und Höhen, besonders in der Nähe der Schneegrenze, und bilden sich namentlich auf reinen (tonfreien) Kalken an nicht zu steil geneigten Abhängen, während sie an wagrechten Flächen und an senkrechten Wänden schmal und schwach bleiben. Es sind in der Richtung der Abdachung liegende, fußbreite und

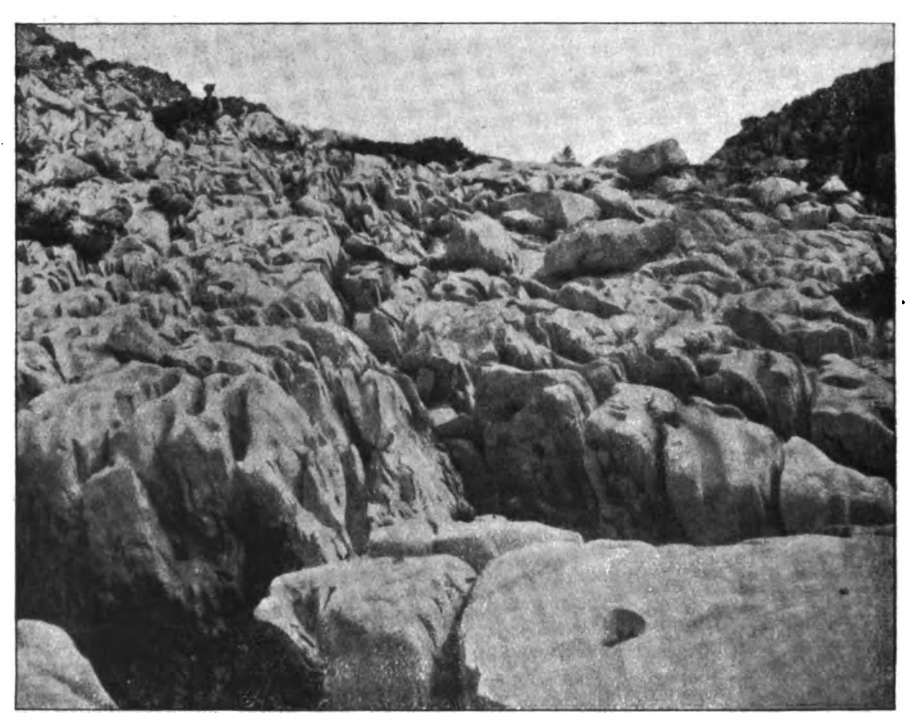


Fig. 310. Karrenfeld am Mattstock über Amden am Walensee. Nach Phot.

oft mehrere Fuß tiefe, durch scharfe Rippen getrennte, hohlkehlenförmige Riefen von unregelmäßiger Gestalt. Wo sie in großer Zahl ausgedehnte Flächen bedecken, spricht man von „Karrenfeldern". Eine umfassende, mit vielen Abbildungen ausgestattete Monographie eines solchen Karrenfeldes hat M. Eckert geliefert[2]). Die besten neueren Abbildungen von Karren haben P. Arbenz und Arnold Heim veröffentlicht[3]).

[1]) Im französischen Juragebirge werden sie als lapiez oder lézinnes bezeichnet. Vgl. Bourgeat, Bull. Soc. Géol. France 3, s. 20, S. 414, 1895.

[2]) Eckert, Das Gottesackerplateau im Allgäu. Wissenschaftl. Erg.-Hefte zur Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1902.

[3]) Arbenz, Sonderabdruck aus der Deutschen Alpenzeitung. München 1910. — Arn. Heim, Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. (Atlas.) Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz N. F. XX, 1910.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Karren ein Werk des auf den Felsflächen ablaufenden Regen- und Schneeschmelzwassers darstellen, wobei indes die Hauptrolle nicht sowohl der mechanisch-erodierenden als vielmehr der chemisch-lösenden Wirkung des Wassers zufällt.

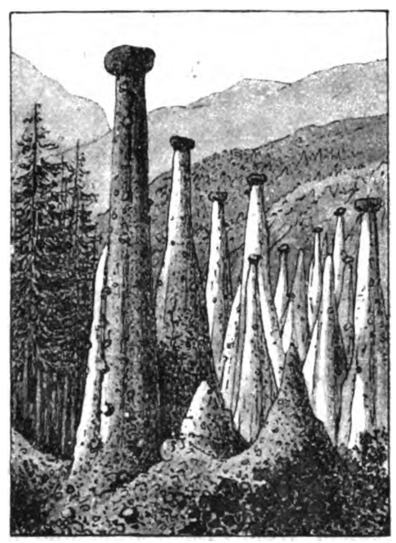


Fig. 311. Erdpfeiler bei Bozen. Nach Photographie.

Ein anderes auffälliges Erzeugnis abfließender Regenwässer sind die Erdpfeiler oder Erdpyramiden (Fig. 311 u. 312). Ihr bekanntestes Vorkommen liegt bei Bozen und Meran. In der Eiszeit wurden die tief in den Bozener Quarzporphyr eingeschnittenen Täler des Eisack und der Etsch bis zu beträchtlicher Höhe mit Geschiebelehm ausgefüllt; nachher aber haben diese Flüsse aufs neue im Blocklehm tiefe steilwandige Schluchten ausgenagt. Wenn nun das Regenwasser an den Abhängen der Schluchten abrinnt, so spült es zwar fortwährend Teilchen des Lehms ab; trifft es aber auf ein größeres Geschiebe, so schützt dieses die darunter befindliche Lehmmasse vor der Abtragung, und es wird daher dort ein von einem Steinblock gekrönter Lehmpfeiler emporwachsen. Stellenweise sind auf diese Weise Hunderte von solchen bis 30 m hohen Erdpyramiden entstanden.

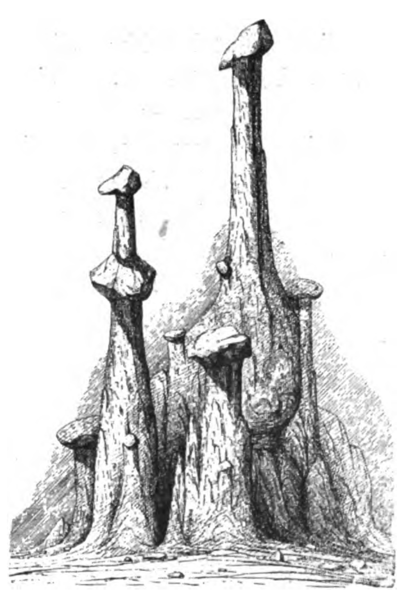


Fig. 312. Erdpfeiler in Kolorado. Nach HAYDEN.

Auch in anderen Teilen der Alpen — so bei Cislano über Marone am Iseosee —, im Himalaya, im westlichen Nordamerika und anderweitig finden sich ähnliche Bildungen, die zum Teil aus vulkanischen Tuffen, zum Teil aus Konglomeraten, immer aber aus verhältnismäßig mürben, einzelne größere Blöcke einschließenden Trümmergesteinen bestehen[1]).

[1]) Ganz im kleinen kann man zuweilen die Entstehung ähnlicher Gebilde an Abhängen beobachten, die aus diluvialem Geschiebelehm, feinem Kies, Granitgrus und anderen Massen von lockerer Beschaffenheit und Bröckchen von verschiedener Größe

B. Tätigkeit der unterirdischen Wässer.

Grundwasser, Quellen, Thermen, Geysire[1]).

Ein großer Teil der meteorischen Niederschläge — wie man gewöhnlich annimmt, ein reichliches Drittel — kehrt unmittelbar durch Verdunstung oder mittelbar durch die Tätigkeit der Pflanzenwelt wieder in die Atmosphäre zurück. Ein weiteres reichliches Drittel fließt oberflächlich den nächsten Bächen, Flüssen und Seen zu; nur der Rest dringt in den Boden ein und dient zur Speisung der Brunnen und Quellen.

Die Menge des wieder abfließenden Wassers steigt mit der Stärke der Niederschläge, der Neigung der Oberfläche und der Undurchlässigkeit und Kahlheit des Bodens. Umgekehrt wird das Eindringen des Wassers in den Boden begünstigt durch geringe Neigung der Oberfläche, durch dichte Pflanzen- (zumal Wald-) Bedeckung und namentlich die Durchlässigkeit des Bodens. Man kann somit sagen, daß das, was den Abfluß erleichtert, die Versickerung erschwert, und umgekehrt.

Felsiger Boden nimmt größere Wassermengen im allgemeinen nur auf, wenn er zerklüftet ist. Dies ist freilich gewöhnlich der Fall, und daher wird die Oberfläche nackter Felsflächen oft selbst nach heftigen Regengüssen in kürzester Zeit wieder trocken. Auch die meisten Kalksteine sind stark zerklüftet und deshalb durchlässig. Dasselbe gilt von den zugleich stark porösen Dolomiten. Am leichtesten lassen lockere Sand- und Kiesböden Wasser durch. Damit hängt die Erscheinung zusammen, daß die quartären Kies- und Sandablagerungen der Talauen ganz mit Wasser durchtränkt zu sein pflegen. Gräbt man in solchem Boden einen Brunnenschacht, so füllt dieser sich alsbald mit Wasser, dessen Stand mit dem Wasserstande im benachbarten Flusse steigt und fällt. Auch Sandstein ist in hohem Maße wasserdurchlässig und daher mit Recht als ein natürliches Filter bezeichnet worden. In Ackerboden dringen selbst starke Regengüsse selten tiefer als $^1/_2$ m ein. So gut wie undurchlässig für Wasser sind dagegen Ton-, Mergel- und Lehmböden, besonders wenn sie erst eine gewisse Menge Wasser aufgenommen haben. Auch Schiefergesteine — die des Urgebirgs nicht ausgeschlossen — sind, zumal wenn sie zu verwittern und tonig zu werden beginnen, wenig durchlässig. Daher die den rheinischen Bergleuten wohlbekannte Tatsache, daß die im Schiefergebirge

---

bestehen. Der Regen schwemmt an solchen Hängen die feineren Gesteinskörner fort, während die größeren als Kappen auf winzigen Erdstielen sitzen bleiben.

[1]) H. Haas, Quellenkunde. Leipzig 1895. — Höfer v. Heimhalt, Grundwasser und Quellen. Braunschweig 1912. — K. Keilhack, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. Berlin 1912.

getriebenen Stollen (Holzappel, Ems usw.) fast stets trocken sind, während die darin aufsetzenden Gänge in der Regel Wasser führen[1]).

Undurchlässig verhält sich auch gefrorener Boden.

Die Unterschiede der Gesteine in der Wasserdurchlässigkeit sind für den landschaftlichen Charakter einer Gegend von großer Bedeutung.

Auf undurchlässigem Boden müssen, sobald die obersten Bodenschichten sich mit Wasser gesättigt haben, leicht oberflächliche Wasseransammlungen entstehen, ohne daß das Wasser in die Tiefe eindringen kann. Daher sind solche Gebiete reich an Sümpfen, Mooren oder Weihern. Ihre Felder, Wiesen und Wälder sind naß, ihre Quellen spärlich und schwach, so daß sie für die Speisung der Bäche und Flüsse kaum in Betracht kommen. Diese sind im wesentlichen auf die Niederschläge angewiesen, und darum ist in solchen Gebieten der Wasserstand der Bäche und Flüsse großen Schwankungen unterworfen.

Wo die Durchlässigkeit der Gesteine größer ist, können erhebliche Mengen der Niederschläge in den Boden eindringen. Es entstehen stärkere, selbst nach längerer Trockenheit nicht versiegende Quellen, und daher ist hier der Wasserreichtum der Bäche und Flüsse viel gleichmäßiger.

Bei stark durchlässigem Boden endlich wird gewöhnlich fast die ganze Menge des Meteorwassers aufgesogen. Dieses sinkt auf zahllosen Klüften, Spalten, Rissen und Hohlräumen des Gesteins oft bis zu großer Tiefe nieder und erzeugt starke, gleichmäßig fließende Quellen. Nur nach Wolkenbrüchen und starker Schneeschmelze bei gefrorenem Boden fließt in solchen Gebieten ein Teil des Regenwassers oberflächlich ab. Der Wasserstand der Flüsse, die in tiefeingeschnittenen Tälern zu fließen pflegen, unterliegt daher in solchen Gegenden nur einem geringen Wechsel[2]).

Ergibt sich aus vorstehendem, daß die Zahl der Gesteine, die mehr oder weniger undurchlässige Böden liefern, ziemlich beträchtlich ist, so muß

[1]) Ein schönes Beispiel für die Undurchlässigkeit schiefriger Gesteine bietet die Grube Bottalack bei Land's End in Cornwall. Nur einige Meter Gesteins trennen die unter dem Meeresboden hinlaufenden Stollen von der See, deren Rauschen bei Sturm deutlich zu hören ist; dennoch bleibt die Grube völlig trocken.

[2]) Einen sehr gelungenen Versuch, die Durchlässigkeitsverhältnisse eines größeren Gebietes kartographisch darzustellen, bildet C. Regelmanns Hydrographische Durchlässigkeitskarte des Königreichs Württemberg (Stuttgart 1892). Regelmann unterscheidet 1. undurchlassende, 2. mitteldurchlassende und 3. sehr durchlassende Böden. Ein großes, fast geschlossenes, sehr durchlässiges Gebiet bildet die aus Weißjurakalken bestehende Platte der Alb; kleinere die Muschelkalkmassen zwischen Alb und Schwarzwald sowie in der Tauber- und Maingegend und die glazialen Diluvialgebiete um den Bodensee. Mitteldurchlässige Böden liefern die Buntsandsteinflächen im O des Schwarz- und Odenwaldes sowie das Quartär der Rheinebene. Größere undurchlässige Gebiete finden wir im Schwarz- und Odenwald, soweit dort kristalline Schiefer herrschen; außerdem in den hauptsächlich aus tonigen Gesteinen bestehenden Keuper- und Liaslandschaften Schwabens und Frankens sowie im Molassegebiete Oberschwabens.



anderseits betont werden, daß im strengsten Sinne undurchlässige Gesteine in der Natur überhaupt nicht vorkommen. Selbst das frischeste Gestein besitzt mikroskopische Poren und Spältchen, die zumal unter höherem Druck dem Wasser den Durchgang gestatten. Könnte daran noch ein Zweifel bestehen, so müßte er fallen angesichts der Möglichkeit, ein so dichtes Material wie den Achat zu färben.

Bei Schichtgesteinen sind es die Schichtfugen, bei schiefrigen die Schieferungsflächen, bei kristallinen Massengesteinen die Absonderungsklüfte, die dem Wasser bequeme Wege zum Eindringen bieten. Daß dieses Eindringen in größter Allgemeinheit vor sich geht, zeigen die fast in allen Schächten und Stollen dem Gestein entquellenden Wässer und ebenso das fein verteilte, in den allermeisten Gesteinen enthaltene Wasser, das man als „Bergfeuchtigkeit“ zu bezeichnen pflegt[1]).

Alles in den Boden eingedrungene Meteorwasser tritt, soweit es nicht durch pflanzliche Tätigkeit oder durch chemische Vorgänge gebunden wird, nach mehr oder weniger langem unterirdischem Laufe in Gestalt von Quellen[2]) wieder zutage. Die Zahl der Quellen, ihre Verteilung, ihr Wasserreichtum und ihre Beständigkeit, alles das sind Dinge, die einmal von klimatischen und dann von geologischen Verhältnissen abhängen.

Daß das Klima hierbei eine große Rolle spielen muß, liegt auf der Hand. In Ländern mit spärlichen oder ganz fehlenden Niederschlägen können sich nur wenige oder gar keine Quellen bilden. Wo der Regen auf eine bestimmte Jahreszeit beschränkt ist, da versiegen die Quellen in der trockenen; wo dagegen zu allen Zeiten des Jahres reichliche Niederschläge fallen, da finden sich zahlreiche und beständig fließende Quellen.

Nicht weniger wichtig aber sind die geologischen Verhältnisse, und zwar kommen hier neben der Durchlässigkeit noch die Lagerung der Gesteine sowie der Verlauf etwaiger Klüfte und Verwerfungsspalten in Betracht.

In der Nachbarschaft der Tagesoberfläche befinden sich fast alle Gesteine in einem mehr oder weniger verwitterten Zustande; sie sind mürbe, gelockert und von zahllosen Rissen und Klüften durchzogen. Die Sicker-

[1]) Nach Grubenmann (Kristalline Schiefer 1904, I, S. 31) enthalten Tone im Mittel 10, Tonschiefer 4, Phyllite 3, Erstarrungsgesteine 2—0,5 % Wasser.

[2]) Von der ausgedehnten Literatur über Quellen seien hier noch genannt: Lersch, Handbuch der Hydrophysik. Bonn 1870. — G. Bischof, Chemische und physikalische Geologie, 2. Aufl., I, S. 242. — A. Heim, Die Quellen. Öffentl. Vorträge VIII, 9. Basel 1885. — Daubrée, Les eaux souterraines. 3 Bde. Paris 1887. — H. Haas, Quellenkunde. Leipzig 1885. — Woodward, Geology of Water-Supply. London 1910.



wässer werden daher hier leicht in den Boden eindringen, sich dort ansammeln und die Bodenschichten bis zur Sättigung erfüllen können.

Die Menge des im Boden eingeschlossenen Sickerwassers ist schwer zu schätzen, weil es sehr zweifelhaft ist, wie tief es hinabreicht. DELESSE[1]) hat unter der Voraussetzung, daß das Wasser so weit hinabdringe, als die Temperaturen unter 100° C betragen, die Vermutung ausgesprochen, daß die untere Grenze des flüssigen Wassers in 3,3 km Tiefe liege; bei gleichzeitiger Berücksichtigung des mit der Tiefe wachsenden Drucks aber kommt er zum Ergebnis, daß jene Grenze (bei 600° C) erst in einer Tiefe von 18,5 km zu erwarten sei. VAN HISE meint, daß das Bodenwasser nicht wohl tiefer als 10 km eindringen könne, weil in dieser Tiefe der Belastungsdruck bereits so hoch sei, daß er alle Hohlräume und Poren der Gesteine schließen müsse. Auch SLICHTER nimmt 10 km als durchschnittliche Tiefengrenze der Bodenwässer an. Nach Versuchen von KEMP dagegen würden Wässer meteorischen Ursprungs auf die obersten 300 m der Erdrinde beschränkt bleiben[2]). Schon die daraus sich ergebende Wassermasse würde übrigens genügen, die ganze Erde mit einer 15—30 m dicken Wasserschicht zu umgeben.

Man bezeichnet alles in den Boden eingedrungene, ihn bis zu einer bestimmten wechselnden Höhe erfüllende Wasser als **Grund-** (oder auch Horizontal-) **Wasser**[3]). Dies ist wenigstens die gewöhnliche, auch im KEILHACKschen Lehrbuche angenommene Begriffsbestimmung dieses Ausdrucks[4]). Sie ist allerdings keineswegs allgemein angenommen. So nennt z. B. A. STEUER[5]) die Gesamtheit des im Boden angesammelten Sickerwassers nicht Grund-, sondern Bodenwasser. Den Ausdruck Grundwasser will er auf die Wasseransammlungen in den lockeren quartären Schuttmassen der Täler beschränkt sehen, während er das in festen (geschichteten und massigen) Gesteinen befindliche Wasser, wenn es in Poren und Hohlräumen auftritt, als Schichtwasser, wenn es Klüfte ausfüllt, als Kluftwasser, wenn es endlich in Verwerfungsspalten vorkommt, als Spaltwasser bezeichnet. EUG. GEINITZ[6]) dagegen nennt das allenthalben gewöhnlich schon in geringer Tiefe anzutreffende, in seinem Höhenstande vielfachen Schwankungen unterworfene Bodenwasser Obergrundwasser, während er das in seinem Stande viel weniger schwankende, an

[1]) DELESSE, Bull. Soc. Géol. France 1861/62.

[2]) GRABAU, Principles of Stratigraphy, S. 141.

[3]) K. KEILHACK, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. Berlin 1912. — SOYKA, Die Schwankungen des Grundwassers. Wien 1888. (Pencks Geogr. Abh. II, 3.) — GÄDICKE, Grundwasserspiegel. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, S. 209.

[4]) KEILHACK a. a. O. S. 67.

[5]) STEUER, Entstehung des Grundwassers im Hessischen Ried. v. KOENEN-Festschrift 1907, S. 136.

[6]) GEINITZ, Die hydrologischen Verhältnisse Mecklenburgs. Internat. Zeitschr. f. Wasserversorgung 2. Jahrg. 1916.

wasserdurchlässige Schichten — meist Sande oder Kiese — oder an Klüfte gebundene Wasser größerer Tiefen als Tiefengrundwasser bezeichnet.

Betreffs der Herkunft des Grundwassers muß ganz allgemein bemerkt werden, daß es von der Gesamtheit des in einem Landstriche fallenden und in den Boden einsickernden Meteorwassers herrührt. Die dieser Anschauung entgegenstehende, seinerzeit von O. VOLGER aufgestellte Hypothese, daß das Grundwasser durch Verdichtung des atmosphärischen Wasserdampfes im Boden entstehe, ist als jeder tatsächlichen Beobachtung widersprechend abzulehnen. Wo es sich aber um Grundwasser in Talniederungen handelt, da kommt für dessen Speisung außer dem dort versickernden Meteorwasser noch das dem Talboden von den beiderseitigen Abhängen aus unterirdisch zufließende Bodenwasser in Betracht. Fast keine Rolle spielt dagegen für die Speisung des Grundwassers die Wasserhöhe in dem das Tal durchziehenden Flusse, weil fast in allen Fällen der Fluß sein Bett durch Schlammabsatz so abdichtet, daß kein Abfluß aus ihm in das Grundwasser stattfinden kann. Aus dieser, in gleicher Weise auch für die allermeisten Seebecken gültigen Tatsache erklärt es sich, daß Flußhochwasser und Grundhochwasser oft zu ganz verschiedenen Zeiten, also voneinander völlig unabhängig auftreten.

Nach dem Gesagten ist es leicht zu verstehen, wenn die Höhe des Grundwasserstandes im Boden, des sogenannten Grundwasserspiegels, in jeder Gegend in erster Linie von der jährlichen Niederschlagshöhe abhängt. Besonders trockene Jahre haben überall eine allgemeine beträchtliche Senkung, besonders nasse dagegen eine allgemeine Hebung des Grundwasserspiegels zur Folge. Die schädigenden Wirkungen des ganz außergewöhnlich trockenen Sommers 1911, in welchem in unseren mitteldeutschen Gebirgswäldern mehr als 50jährige Fichten massenhaft eingingen, waren in dieser Hinsicht so groß, daß sie selbst Ende 1912 noch lange nicht wieder ausgeglichen waren[1]). Infolge dieser Abhängigkeit des Grundwassers von der Regenhöhe stößt man in feuchten niederschlagsreichen Gebieten schon in ein oder einigen Metern Tiefe auf den Grundwasserspiegel, in trockenen Gebieten dagegen oft erst in der Tiefe von mehreren Dekametern. Neben der Niederschlagshöhe muß aber begreiflicherweise auch die Durchlässigkeit der Bodenschichten eine Rolle spielen, weil von ihr die Menge des versickernden Wassers abhängt. Besonders wichtig ist in dieser Hinsicht die Verteilung und Lage der tonigen Schichten im Boden, weil diese bei ihrer Undurchlässigkeit ein weiteres Eindringen des Wassers verhindern werden. Dieses wird sich über ihnen ansammeln und wird, wo es z. B. auf einer Hochfläche zwischen zwei Tälern niedergefallen ist (Fig. 316), je nach der Neigung der unterirdischen Tonschicht nach der einen oder der anderen Seite abfließen müssen.

Die Bewegung des Grundwassers unterliegt denselben Gesetzen wie die

---

[1]) KEILHACK, Grundwasserstudien V. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1913, S. 29.

des Oberflächenwassers[1]). Sie ist nur infolge der großen Reibung, die es beim Durchgang durch die Zwischenräume zwischen den kleinsten Gesteinsteilchen erleidet, sowie wegen seines sehr geringen Gefälles eine ungleich langsamere. Während bei oberflächlichen Wässern Strömungsgeschwindigkeiten von 2—3 m in der Sekunde nichts Ungewöhnliches sind, braucht das Grundwasser zur Zurücklegung derselben Weglänge eine ganze Stunde. Man hat daher das Grundwasser mit Recht mit einem mächtigen, aber äußerst langsamen unterirdischen Strome verglichen. In Anbetracht seiner großen Flächenausdehnung wäre der Vergleich mit einem See noch zutreffender.

Bei seiner langsamen Bewegung löst das Grundwasser viel größere Mengen von Mineralstoffen als das Flußwasser. Es ist namentlich reicher an Kalziumkarbonat und Natriumsalzen; dagegen ärmer an Kalium- und Ammoniumsalzen sowie an organischen Bestandteilen, die in den oberen humosen Bodenschichten zurückgehalten werden[2]). Infolge dieser Eigenschaften sowie auch seiner Freiheit von mechanischen Verunreinigungen und seiner niedrigen, ziemlich gleichmäßigen (ungefähr der mittleren Jahrestemperatur entsprechenden) Temperatur liefert es im allgemeinen ein gutes Trinkwasser. Die Mehrzahl der gewöhnlichen Brunnen liefert Grundwasser, und auch viele große Städte entnehmen ihr Trink- und Gebrauchswasser dem Grundwasser großer Talniederungen[3]).

Zahlreiche Beobachtungen haben ergeben, daß die Gestalt des Grundwasserspiegels sich im allgemeinen nahe an die der Erdoberfläche anschließt und mit deren Hebungen und Senkungen steigt und fällt. Doch sind seine Wellenberge und -täler im allgemeinen flacher als die der Oberfläche. Dementsprechend verläuft der Grundwasserspiegel unter Ebenen meist nahezu wagrecht, während er mit Annäherung an einen Taleinschnitt nach diesem hin einsinkt; und ebenso pflegt er in Talmulden von den Talgehängen aus gegen den Talboden einzufallen.

In der Nähe der Meeresküsten liegt der Grundwasserspiegel immer höher als der Meeresspiegel, ist aber stets nach ihm hin geneigt. An der Küste selbst

[1]) Die Theorie dieser Bewegung ist wiederholt behandelt worden. So von O. Lueger (Stuttgart 1883, bei Neff) und später von H. King und Slichter (19. ann. rep. U. St. Geol. Surv. 1899, pt. II, S. 295). Vgl. auch Slichter, The motion of underground waters. Irrigation papers Nr. 67, 1902.

[2]) Bemerkenswert ist auch (im Gegensatz zum Sickerwasser) das völlige Zurücktreten des Sauerstoffs im Grundwasser (R. Lang, Verwitterung und Bodenbildung 1920, S. 36).

[3]) Früher grub man einfach einen Schacht, bis man genügendes Grundwasser hatte, und pumpte dies aus. Da aber die obersten Grundwasserschichten, besonders in Städten und Dörfern und deren Umgebung, oft sehr verunreinigt sind, so faßt man heutzutage möglichst tiefe Schichten des Grundwassers unter Ausschluß der höheren (durch Versenken von 20—30 m langen, oben geschlossenen, aber unten durchbohrten Röhren). Man hat damit sehr gute Erfahrungen gemacht; doch ist stets zu beachten, daß man beim Abpumpen die Wasserlieferungsfähigkeit des Gebietes nicht überschreite (Mitteil. von A. Heim).

muß das Grundwasser austreten und sich mit dem Meerwasser mischen. Endet die Küstenebene landeinwärts mit einem niedrigen Kliff, so kann man sicher sein, beim Graben an dessen Fuße in geringer Tiefe auf Grundwasser zu stoßen[1]).

Überall, wo die Erdoberfläche und die Oberfläche von Grundwasseransammlungen einander schneiden, müssen sich Quellen bilden, die man als Grundwasserquellen bezeichnet. Dies kann entweder in Taleinschnitten der Fall sein, die bis auf den Grundwasserspiegel hinabreichen, oder dort, wo die Geländeoberfläche rascher abfällt als der Grundwasserstrom.

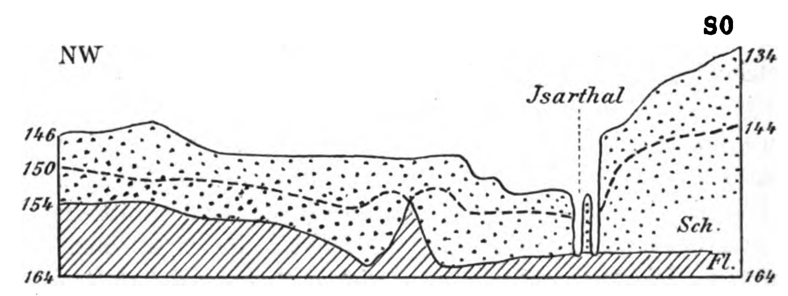


Fig. 313. Grundwasserverhältnisse bei München. Nach SOYKA.
Sch. diluvialer Schotter, *Fl.* Tertiärton (Flinz). Die gestrichelte Linie gibt den Grundwasserspiegel, die Zahlen die Tiefe in Metern an.

In diesem Falle entstehen am Ausstriche dieses letzten zahlreiche kleine Quellen, was gewöhnlich Moorbildung zur Folge hat.

Man kann zwei Hauptformen von Grundwasser unterscheiden, eine tief- und eine hochliegende.

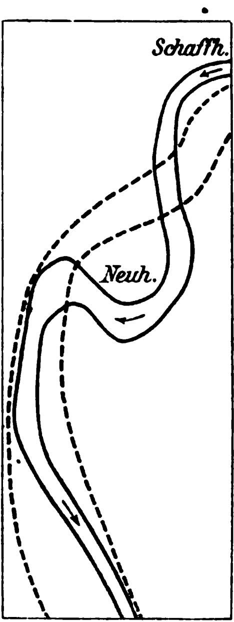
Am einfachsten sind die Verhältnisse des tiefliegenden Grundwassers, wie es in weiten flachen Talniederungen auftritt. Die mächtigen, leicht durchlässigen alluvialen und diluvialen Sand-, Kies- und Schotterablagerungen solcher Niederungen werden oft schon in geringer Tiefe von Tonschichten unterlagert[2]). Das der Talaue von den Seiten her zuströmende Grundwasser wird sich über diesen undurchlässigen Schichten ansammeln und die lockeren Schuttmassen nahezu bis zur Höhe des Wasserspiegels in dem das Tal entwässernden Flusse erfüllen. Berlin, Frankfurt a. M., Breslau, Wien, Paris, London und viele andere Städte bieten Beispiele für diese tiefliegende, bei weitem wichtigste Form des Grundwassers.

Die hochliegende Grundwasserform ist wesentlich an Hochflächen geknüpft und wird durch die Verhältnisse von München ver-

[1]) DAVIS-BRAUN, Grundzüge der Geographie, S. 189. Leipzig u. Berlin 1911.

[2]) In anderen Fällen tritt die undurchlässige Unterlage erst in größerer Tiefe auf. So im sogenannten Hessischen Ried in der Rheinebene zwischen Worms, Darmstadt und Mainz, wo die quartären Stromablagerungen in ihrer ganzen, über 100 m betragenden Mächtigkeit mit Grundwasser erfüllt sind.

anschaulicht (Fig. 313). Auch hier erfüllt das Grundwasser mächtige, leicht durchdringbare quartäre Kies- und Schottermassen, die in einiger Tiefe von undurchlässigen Tonen unterlagert werden. Sein Spiegel folgt aber keineswegs den zahlreichen Unebenheiten dieser Unterlage, die sich stellenweise bis zu ihm oder sogar über ihn erhebt, sondern hat eine Gestalt, die sowohl von der seiner Unterlage als auch von der der Geländeoberfläche abweicht. Stets aber dacht er sich in der Nachbarschaft des tief eingeschnittenen Isartales rasch nach diesem zu ab. Bei Innsbruck, Salzburg, Graz u. a. wiederholen sich ähnliche Verhältnisse.



Besondere Grundwasserverhältnisse treten uns in alten toten Tälern entgegen, deren Schuttböden oft große Massen Grundwasser von trefflicher Beschaffenheit enthalten. Solche Täler sind unter anderem im nördlichen Alpenvorland anzutreffen und sind darauf zurückzuführen, daß frühere, oft tief in ältere feste Gesteine eingeschnittene Talfurchen während der Eiszeit so stark zugeschüttet worden sind, daß ihre Flüsse nach Rückzug der Gletscher ihr altes Bett nicht mehr wiederfanden, sondern gezwungen wurden, sich ein neues auszuarbeiten.

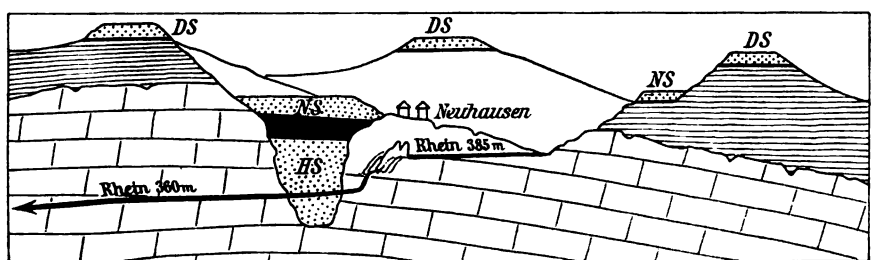


Fig. 314. Durchschnitt durch den Rheinfall bei Schaffhausen mit dem alten schutterfüllten diluvialen Rheintale bei Neuhausen.
Nach einer Skizze von Alb. Heim, 1913.
Quaderung: Malmkalk. Wagrechte Schraffen: Molasse. Punkte: Diluvium, und zwar: *DS* Deckschotter, *HS* Hochterrassenschotter, *NS* Niederterrassenschotter. Schwarz: Moräne. Obere Figur: Kärtchen des jetzigen und des früheren (gestrichelt!) Rheinlaufes.

Ein treffliches Beispiel bietet der Rhein unterhalb Schaffhausen, der vor der Eiszeit in einem nicht mit dem heutigen zusammenfallenden und erheblich tiefer als dieses eingeschnittenen Tale dahinströmte. Gleich unterhalb Neuhausen schneidet das jetzige, von O nach W gerichtete Tal das alte, N-S verlaufende Tal, welches ganz mit Kiesen der vorletzten (Riß-) Vereisung, sogenanntem Hochterrassenschotter erfüllt ist, über dem

noch Grundmoräne und Schotter der letzten (Würm-) Vereisung liegen. Der Hochterrassenschotter beherbergt große Massen ausgezeichneten Grundwassers, die nicht nur für die Wasserversorgung von Neuhausen, sondern auch für die von Schaffhausen, Baden und anderen Orten nutzbar gemacht sind[1]).

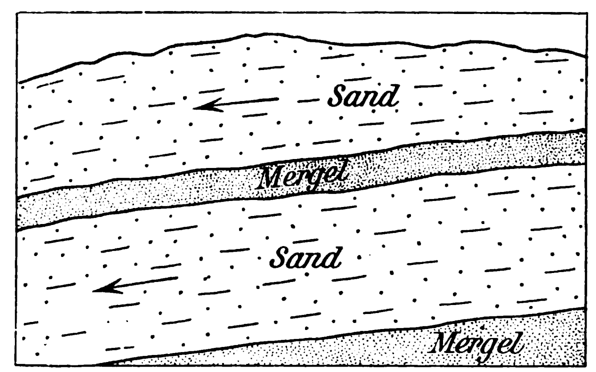


Fig. 315. Grundwasseransammlungen in Schichten, bei denen Sande und Mergel mehrfach wechsellagern. (Die Pfeile geben die Richtung des Wasserstromes an.)

Wir müssen endlich noch auf dasjenige Grundwasser zurückkommen, welches Geinitz als Tiefengrundwasser, Steuer als Schicht- bzw. Kluftwasser bezeichnet.

Tiefengrundwasser liegt da vor, wo unter einer oberflächlichen grundwasserführenden sandigen oder kiesigen Schichtenfolge und einer diese

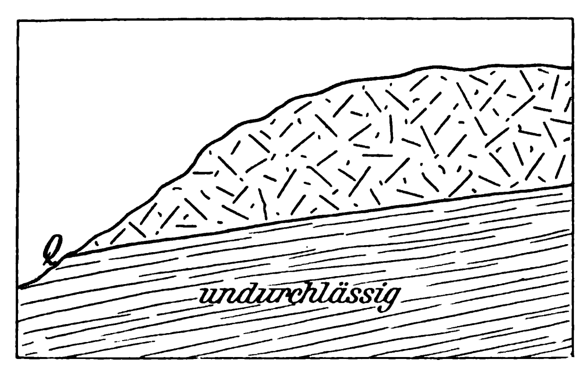


Fig. 316. Aus der Ansammlung von Kluftwasser über einer undurchlässigen Unterlage entstandene Quelle (Q).

unterlagernden undurchlässigen tonigen Schichtenreihe eine neue, ebenfalls von tonigen Schichten unterlagerte und gleichfalls wasserführende sandige

[1]) Hug, Geologie der nördlichen Teile des Kantons Zürich. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N. F., Liefg. 15, S. 109 ff. Bern 1907. — Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. I, S. 389, 1918.

Schichtenfolge entwickelt ist. Dieser zweite, tiefere Grundwasserstrom würde dann, im Unterschiede zum oberen, Tiefengrundwasser sein (Fig. 315).

Wie in diesem Falle zwei verschiedene Grundwasserströme vorhanden sind, so können in anderen Fällen infolge mehrfacher Wechsellagerung von sandigen und tonigen Schichten eine ganze Reihe von wasserführenden Horizonten oder Stockwerken übereinanderliegen. Ob dabei die Schichten wagrecht oder geneigt liegen, ist nur für die Abflußrichtung der unterirdischen Wässer von Bedeutung.

Festes Gebirge — einerlei ob es aus Eruptiv- oder aus Sedimentgestein besteht — kann, auch wenn es an und für sich undurchlässig ist, auf Spalten und Klüften Wasser führen (Kluftwasser, STEUER). Wird eine solche Gesteinsmasse von einer undurchlässigen Folge unterlagert — z. B. eine Basaltdecke von Tertiärtonen —, so wird sich über diesen Wasser ansammeln, das unter den in Fig. 316 dargestellten Verhältnissen bei Q zur Bildung einer Quelle wird führen können.

Quellen. Die die Bewegung der Bodenwässer regelnden Gesetze sind einfach und liegen klar zutage. Nichtsdestoweniger ist die Aufgabe, Wasser von ausreichender Menge und Reinheit zu beschaffen, für den Geologen und

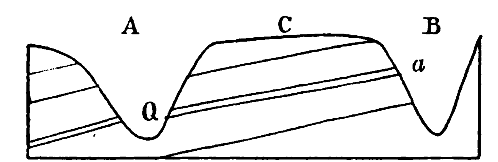


Fig. 317. Absteigende Quelle.

Fig. 318. Aufsteigende Quelle.

a undurchlässige Schicht, *Q* Quelle.

Wassertechniker oft keineswegs leicht. Die Schuld daran trägt die Vielfältigkeit der dabei in Betracht kommenden Verhältnisse sowie der Umstand, daß es oft sehr schwer ist, den geologischen Bau des tieferen Untergrunds und die Herkunft und Richtung der sich in ihm bewegenden Wässer richtig zu beurteilen.

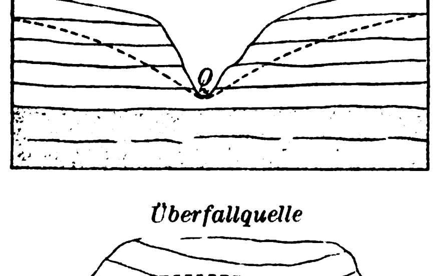
Je nachdem die Quellen aus festem geschlossenem Gestein oder aus losem Schutt zutage kommen, kann man mit ALB. HEIM Fels- und Schuttquellen unterscheiden. Die Felsquellen lassen sich wiederum einteilen in Felsschichtquellen und Felsspaltquellen; die Schuttquellen in reine Schuttquellen und Schuttgrundquellen (solche die unter einer Schuttdecke auf undurchlässigem Fels hervortreten).

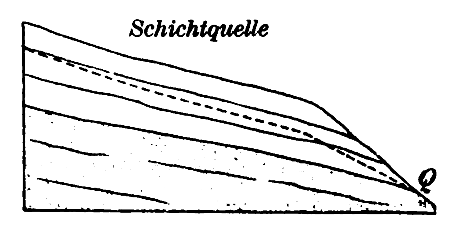
Wichtiger ist die alte Einteilung in absteigende und aufsteigende Quellen.

Bei den **absteigenden Quellen** bildet der Quellenweg einen geneigten Kanal, an dessen oberem Ende das Wasser eintritt, um am unteren als Quelle

wieder auszutreten. Es ist dabei einerlei, ob das Wasser über eine undurchlässige Schicht fortströmt, oder ob es sich in einer zwischen wasserdichten Schichten eingeschalteten durchlässigen Schicht, oder endlich auf einer offenen Kluft bewegt. Unter allen Umständen wird die Quelle mit um so größerer Gewalt hervorsprudeln, je höher ihre Speisepunkte über ihrem Austrittspunkte liegen.

Die große Mehrzahl der Quellen sind absteigende. Für ihre Zahl, ihre Verteilung und ihren Wasserreichtum ist von großer Bedeutung die Neigungsrichtung der Schichten, aus denen sie hervortreten. Fallen z. B. die Schichten wie in Fig. 317 und stellt *a* ein undurchlässiges Lager dar, so werden alle auf der Höhe von *C* fallenden, sich über *a* an-





Überfallquelle

Fig. 319.
Tal-, Schicht- und Überfallsquellen.
Hell: durchlässige Schichten. Dunkel: undurchlässige Schichten. Gestrichelte Linie: Grundwasserspiegel.
Q Ursprungsort der Quelle.

sammelnden Wässer lediglich der rechten Seite des Tales *A* zugute kommen, wo bei *Q* eine Quelle entstehen wird, während die gegenüberliegende Talseite und ebenso der ganze linke Hang des Tales *B* quellenfrei bleiben werden.

Damit zusammenhängend pflegt in Längstälern diejenige Seite, der die Schichten zufallen, Quellen zu besitzen, die Seite aber, von der sie wegfallen, nicht. Bei Quertälern dagegen pflegt der Quellenreichtum an beiden Talabhängen der gleiche zu sein; bei ihnen gibt sich also keine Verschiedenheit in der Quellenverteilung zu erkennen. Synklinal- (Mulden-) Täler sind quellreich, Antiklinal- (Sattel-) Täler quellarm.

Schon seit längerer Zeit unterscheidet man bei den absteigenden Quellen Tal-, Schicht- und Überfallsquellen.

Talquellen entstehen da, wo ein Tal so tief einschneidet, daß sein Boden bis auf den Grundwasserspiegel des Talgehänges hinabreicht (Fig. 319 links).

Schichtquellen treten an der Grenze von einseitig geneigten durchlässigen und wasserführenden gegen darunterliegende undurchlässige Schichten auf (Fig. 319 rechts). Das Grundwasser staut sich über diesen

letzten, folgt ihrer Neigung und tritt da, wo sie an einem tieferen Punkte zutage ausgehen, als Quelle hervor. Hierher gehört die große Masse aller absteigenden Quellen.

Überfallsquellen endlich (Fig. 319 unten) entstehen dort, wo der Spiegel des im Innern einer Schichtenmulde über undurchlässigen Schichten angesammelten Grundwassers an einem Abhange die Tagesoberfläche schneidet.

Zwei weitere, nicht seltene Arten von absteigenden Quellen bezeichnet KEILHACK als Stau- bzw. Verwerfungsquellen[1]). Stauquellen entstehen dadurch, daß sich undurchlässige Schichten auf durchlässige, grundwasserreiche Schichten auflegen, deren Wasser aufstauen und zum Austritt zwingen. Ein ausgezeichnetes Beispiel bieten die von H. STILLE[2]) beschriebenen, inmitten von Paderborn entspringenden mächtigen Pader-

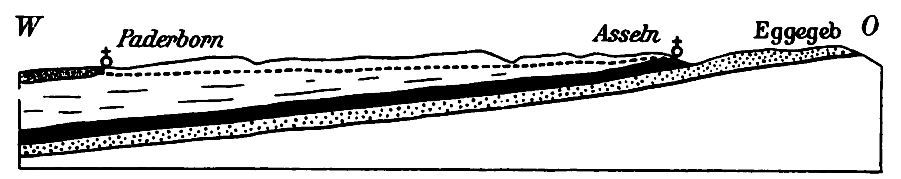


Fig. 320. SO-NW-Durchschnitt durch die Gegend von Paderborn mit den Paderquellen. Nach H. STILLE.
Weiß: ältere gefaltete Schichten. Weit punktiert: Sandstein der unteren Kreide. Schwarz: Cenomanmergel. Weit gestrichelt: Turonpläner. Eng punktiert: Emschermergel. .... Grundwasserspiegel.

quellen. Sie hängen damit zusammen, daß die im O dieser Stadt verbreiteten, in größerer Tiefe von undurchlässigen Cenomanmergeln unterlagerten, stark zerklüfteten Plänerkalke sehr viel Grundwasser enthalten, welches infolge des westlichen Einfallens der Schichten nach Paderborn zu abströmt. Diesem Grundwasserstrom tritt nun aber in Paderborn eine undurchlässige Decke von Emschermergeln entgegen, die das Wasser nach oben völlig abdichtet und so jene ungewöhnlich starken Quellen erzeugt (Fig. 320).

Absteigende Verwerfungsquellen sind darauf zurückzuführen, daß durch eine Verwerfung durchlässige und wasserführende Schichten neben undurchlässige Schichten zu liegen gekommen sind. Das Wasser staut sich auf der trennenden Spalte und muß an der Oberfläche als Quelle austreten (Fig. 321 u. 322).

Bei den **aufsteigenden Quellen** (Steigquellen) zerfällt der Quellenweg in zwei verschiedene Teile: der eine ist wie bei den absteigenden Quellen

[1]) KEILHACK, Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde S. 321 ff.

[2]) STILLE, Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiet der Paderquellen. Abh. d. Geol. Landesanst., N. F., Heft 38. Berlin 1903.

abwärts gerichtet; der andere stellt einen aufwärts gehenden Ast dar, auf dem das Wasser durch hydrostatischen Druck wieder aufsteigt (Fig. 323). Wie bei einem kommunizierenden Röhrensystem hat es hier das Bestreben, sich in dem aufsteigenden Aste ebenso hoch zu stellen wie im absteigenden. Die Quelle wird daher am Ende des aufsteigenden Schenkels mit um so größerer Kraft hervorbrechen, je tiefer ihr Austrittspunkt unter dem Oberende des absteigenden Schenkels liegt.

Die Verhältnisse der hierhergehörigen Quellen sind viel mannigfaltiger als die der absteigenden. In vielen Fällen wird der absteigende Ast von einer wasserführenden Schicht (*a* in Fig. 323 a) gebildet, der aufsteigende

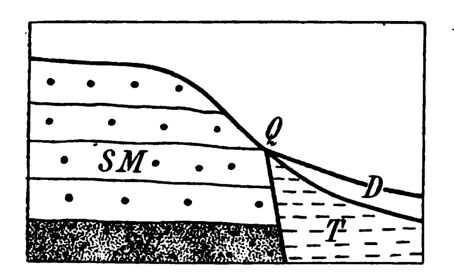


Fig. 321.
Elisabethbrunnen bei Marburg.
S U unterer, *S M* mittlerer Buntsandstein, *T* tertiäre Sande und Tone, *D* Löß.

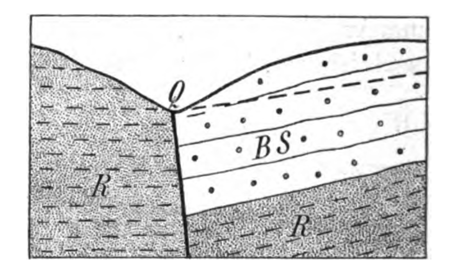


Fig. 322.
Verwerfungsquelle im Hardtgebirge. Nach LEPPLA[1]).
R Rötelschiefer des Rotliegenden, *B S* Hauptbuntsandstein.

Gestrichelt: Grundwasserspiegel. *Q* Quelle.

dagegen von einer diese durchschneidenden, aufwärts führenden Spalte oder Kluft (Spalt- oder Kluftquellen).

Mitunter kann auch eine Mehrzahl wasserführender Schichten oder ein ganzes Netz wassererfüllter Klüfte und Ritzen durch eine aufsteigende Spalte entwässert werden (Fig. 323 a u. c). In anderen Fällen wird der aufsteigende Schenkel durch eine sattelförmige Schichtenaufbiegung vertreten (Fig. 323 b); in noch anderen mündet der absteigende Ast erst auf dem Boden benachbarter Flüsse, Seen oder des Meeres, während der aufsteigende nicht von einem im festen Gestein liegenden Kanal, sondern von einem durch hydrostatischen Druck senkrecht emporsteigenden Wasserstrahl gebildet wird (Fig. 323 d)[2]).

Am häufigsten sind aufsteigende Quellen in Gebieten gestörten Schichten-

[1]) LEPPLA, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893.

[2]) Eine solche untermeerische Quelle ist im Golf von Spezia bekannt. Sie steigt aus 18 m Tiefe auf und erhebt sich als Sprudel über die Meeresfläche. Nach DAUBRÉE liegt sie auf einer großen Verwerfungsspalte, auf der die sie speisenden Wässer 4,5 km nordwestlich von der Austrittsstelle in 200 m Meereshöhe versinken.

baus, wo die Bruch- und Verwerfungsspalten dem Wasser geeignete Wege zum Emporsteigen bieten. Man kann solche Quellen als Verwerfungsquellen (Fig. 318 u. 323 a) bezeichnen. Sie pflegen namentlich dann wasserreich zu sein, wenn an der Spalte Gesteine von verschiedener Wasserdurchlässigkeit zusammenstoßen; z. B. durchlässige Sandsteine oder infolge starker Zerklüftung wasserführende Quarzite, Kalksteine und Eruptivgesteine mit schwer durchlässigen Mergeln, Tonen oder Tonschiefern. Ihr Wasserreichtum ist den jahreszeitlichen Schwankungen verhältnismäßig wenig unterworfen und wird selbst durch lange Trockenheit und ganz trockene Jahre

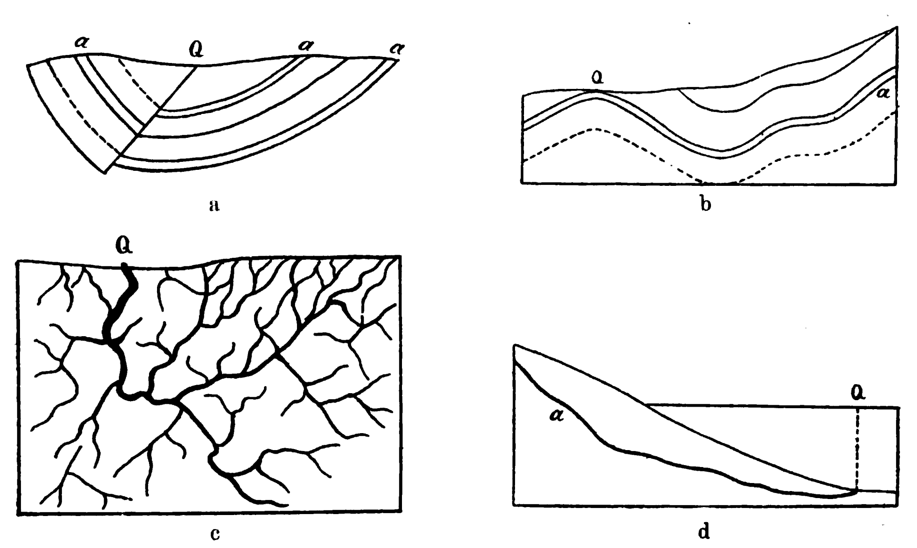


Fig. 323. Verschiedene Arten von aufsteigenden Quellen.
a wasserführende Schicht, *Q* Quelle.

nicht merklich beeinflußt. Gute Beispiele bieten gewisse auffallend starke Quellen in dem im allgemeinen wasserarmen Buntsandsteingebiete Hessens, wie die Wolkersdorfer Quelle bei Frankenberg in Hessen[1]).

Die aufsteigenden Quellen sind meistens Fels- und zugleich Spaltquellen, kommen oft aus großer Tiefe und können daher eine erhöhte Temperatur besitzen. Man bezeichnet sie dann als warme bzw. heiße Quellen oder Thermen. Damit zusammenhängend ist ihr Gehalt an gelösten Mineralstoffen meistens höher als der der gewöhnlichen Quellen. Oft strömt auf den Quellspalten zugleich Kohlensäure aus, die vom Wasser aufgenommen wird. Dadurch entstehen die sogenannten kohlensauren Quellen oder Säuerlinge. Bei Quellen dieser Art bildet der Umstand, daß mit Annäherung

[1]) A. Denckmann, Geologische Untersuchungen der Wolkersdorfer Quelle. Zeitschrift f. prakt. Geol. 1901.

an die Tagesoberfläche die absorbierten Gase infolge des abnehmenden Druckes frei werden und sich ausdehnen, einen weiteren Antrieb zum Emporsteigen des Wassers.

Es liegt auf der Hand, daß sowohl absteigende als auch aufsteigende Quellen nur entstehen können, wenn höher gelegene Gebiete vorhanden sind, von denen aus sie gespeist werden. Aus diesem Grunde kommen Quellen auf Berggipfeln nicht vor.

Die Ergiebigkeit der Quellen bei mittlerer Niederschlagshöhe und Bodendurchlässigkeit beträgt in Westeuropa 1—5 Minutenliter für den Hektar Sammelgebiet[1]).

Viel Licht haben auf die Verhältnisse der aufsteigenden Quellen und die unterirdische Wasserbewegung überhaupt die artesischen Brunnen[2]) geworfen, die nichts anderes sind als künstliche, in Bohrlöchern aufsteigende

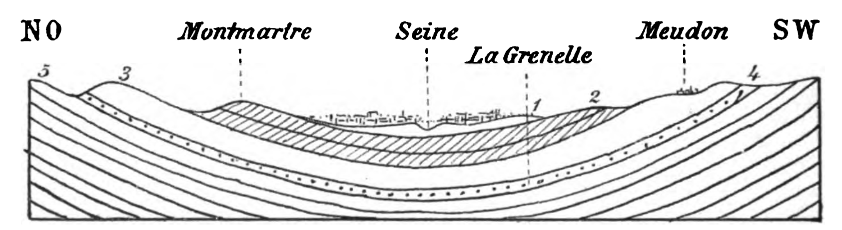


Fig. 324. Durchschnitt durch die Umgebung von Paris.
1 Quartär, *2* Tertiär, *3* obere Kreide, *4* Grünsand, *5* untere Kreide und Jura.

Quellen. Die Bedingungen für ihre Anlage liegen besonders da günstig, wo in einer größeren Schichtenmulde wasserführende mit undurchlässigen Schichten wechseln. Das in den durchlässigen Schichten niedersinkende Wasser wird sich im Grunde der Mulde ansammeln, und da es hier unter dem Druck der Wässer in den beiden Muldenschenkeln steht, so wird man nur nötig haben, ihm durch ein Bohrloch einen Ausweg nach oben zu öffnen,

[1]) Für Quellenfassungen gelten als Regeln: Vertiefen, solange Wasser von unten aufquillt. Fassen auf undurchlässiger Unterlage. Der Ertrag ist gleich nach der Neufassung am höchsten infolge der Entleerung der gestauten Vorräte, nimmt dann ab, um später regelmäßig zu schwanken. Die Zeit, die erforderlich ist, damit eine tiefe Neugrabung sich im ganzen Sammelgebiet geltend gemacht hat, beträgt oft nur einige Tage, oft Jahre oder eine lange Reihe (bis 30) von Jahren. Der Quellertrag ist um so gleichmäßiger, je längere Zeit ein Wassertropfen braucht, um vom Sammelgebiet bis zur Quelle zu gelangen (Mitteil. von Alb. Heim).

[2]) Ihr Name leitet sich ab von der Grafschaft Artois, woselbst sie in Europa zuerst angelegt wurden. Indes haben schon die alten Ägypter solche Brunnen gehabt, und die Chinesen besitzen sie seit undenklichen Zeiten und bis zu mehreren tausend Fuß Tiefe. Vgl. O. Corazza, Geschichte der artesischen Brunnen. Leipzig 1902, Franz Deuticke. — Die Verhältnisse der artesischen Brunnen überhaupt behandelt: Chamberlin, Conditions of artesian wells. 5. ann. rep. of the U. St. Geol. Surv. 1883.

damit es mit großer Gewalt, oftmals als Springquell emporsteigt. Die in Fig. 324 dargestellten Verhältnisse der Gegend von Paris, wo der 548 m tiefe artesische Brunnen von La Grenelle aus der wasserführenden Zone des Grünsandes täglich 3 Mill. Liter Wasser liefert, sollen zur Erläuterung des Gesagten dienen. Am wichtigsten sind natürlich artesische Brunnen in Gebieten, die sonst kein Wasser haben, wie z. B. die nordafrikanischen Wüsten.

Aus derartigen Brunnengrabungen, wie man sie in großer Zahl in Frankreich, England, Nordamerika usw. ausgeführt hat, hat sich in vielen Fällen eine ungeahnt weite Verbindung der unterirdischen Wässer von anscheinend ganz getrennten Gebieten ergeben. Es ist wiederholt vorgekommen, daß im Augenblicke der Erbohrung eines neuen Brunnens ältere, oft meilenweit entfernte Brunnen in ihrer Wasserfülle auffällig beeinträchtigt oder auch ganz trocken gelegt wurden. Bei anderen Brunnen hat der Wasserstrahl aus großer Ferne stammende Gegenstände herausgeschleudert. So wurden von einem Brunnen bei Tours Teile einer Pflanze mit emporgebracht, die nur in der über 200 km entfernten Auvergne zu Hause ist. Ebenso haben die artesischen Brunnen der Sahara wiederholt lebende Krebse und Fische ausgeworfen, die nur aus sehr entfernten oberirdischen Wasserläufen stammen konnten.

In neuerer Zeit aber hat man außerdem noch andere Erfahrungen gemacht, die in gleicher Weise auf einen oft vorhandenen unterirdischen Zusammenhang von scheinbar völlig getrennten Flußgebieten hinweisen.

So gelang es Knop schon 1877 durch Einschütten von Farbstoffen (Fluoreszin, Uranin u. a.) in unzweifelhafter Weise festzustellen, daß die obere Donau im badischen Schwarzwald auf ihrem Wege durch die zerklüfteten Kalke der oberen Juraformation einen großen Teil ihrer Wassermenge verliert und an die Quelle der in den Bodensee gehenden Aach abgibt[1]); und doch beträgt die Länge des beide Flüsse verbindenden unterirdischen Wasserlaufs nicht weniger als $12^1/_2$ km. Seit 1877 hat diese Wasserversinkung immer weitere Fortschritte gemacht. Während früher nur ganz ausnahmsweise und zeitweilig eine vollständige Trockenlegung des Donaubettes unterhalb der Versinkungsstelle eintrat, ist sie in den letzten Jahrzehnten fast alljährlich für beinahe 6 Monate eingetreten[2]). Man kann daher jetzt während dieser ganzen Zeit oberhalb Möhringen im Donaubette trockenen Fußes mehrere Kilometer weit abwärts gehen, während sich zu gleicher Zeit im Aachgebiet eine Überfülle von Wasser einstellt — liefert diese doch alsdann nicht weniger als 7000 Sekundenliter.

Ein Grund für diese merkwürdige Wasserabzapfung ist darin zu suchen, daß die Aachquelle, der sogenannte Aachtopf, 170 m tiefer liegt als die Donau

---

1) Knop, Neues Jahrb. f. Min. 1875, S. 942; 1878, S. 350.

2) K. Endriss, Die Donauversinkung. Naturwiss. Wochenschr. 1908. — Vgl. auch Neues Jahrb. f. Min. 1908, I, Ref. S. 93 u. 95.

zwischen Immendingen und Möhringen, wo die Hauptversinkung stattfindet. Dazu kommen aber noch zahlreiche das Donaubett durchquerende Verwerfungen, auf denen das Wasser in die Tiefe sinkt. Das Kärtchen Fig. 325 zeigt, daß außer der Stelle oberhalb Möhringen auch bei Tuttlingen und

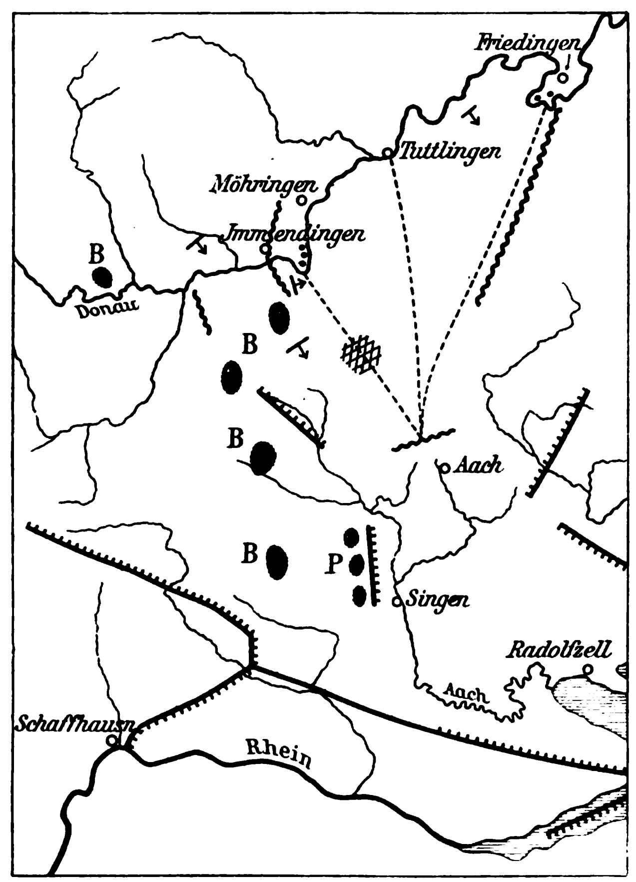


Fig. 325. Kärtchen der unterirdischen Donau-Rhein-Verbindung zwischen Möhringen-Tuttlingen und Aach. Maßstab etwa 1 : 360 000. Nach Angaben von Prof. W. Deecke.
Gerade Linien mit Zähnen: Verwerfungen. Wellige Linien: Flexuren. Gestrichelte Linien: mutmaßlicher unterirdischer Ablauf des Donauwassers. Pfeile: Streichen und Fallen. Kreuzschraffen: zerrüttetes Gebirge. Punkte: Versinkungsstellen. B Basalt-, P Phonolithkuppen.

Friedingen Donauwasser verloren geht, und läßt die Bedingtheit des ganzen dreieckigen, sich bei Aach ausspitzenden Ablaufgebietes durch tektonische Verhältnisse deutlich erkennen.

Den Verhältnissen der Aach vergleichbar ist die Erfahrung, die man vor einer Reihe von Jahren bei einem Brande der großen Pernodschen

Absinthfabrik in Pontarlier am Doubs (im Juragebirge) gemacht hat. Es nahm damals nicht nur der Doubs selbst durch den sich ihm beimischenden Absinth das bekannte grünlich-milchige Aussehen an, sondern nach einigen Tagen färbte sich in gleicher Weise auch die in der Luftlinie 15 km entfernte mächtige Quelle der Loue.

Diese Fälle leiten uns über zu den vielbesprochenen Erscheinungen der versinkenden Bäche und Flüsse. Solche sind im Kalkgebirge etwas ganz Gewöhnliches und hängen mit der dem Kalk und Dolomit eigenen starken Zerklüftung und Höhlenbildung zusammen.

Fließen Flüsse über solchen Boden fort, so verlieren sie immer mehr Wasser, bis sie zuletzt ganz verschwinden. Je wasserreicher der Fluß ist, desto weiter wird er fließen. Deshalb rückt die Stelle des völligen Versiegens oft in der nassen Jahreszeit talabwärts.

Die versunkenen Wässer dienen entweder zur Speisung benachbarter Quellen (wie in dem eben erwähnten Falle der Donau-Aach-Verbindung), oder sie treten erst nach mehr oder weniger langem unterirdischem Laufe wieder zutage; oft mit solcher Wasserfülle, daß sie sogleich Mühlenräder zu treiben oder gar Schiffe zu tragen fähig sind. Als Beispiel sei der Wasserlauf der Vallée des Ponts im Juragebirge genannt, der in 1000 m Höhe verschwindet, um in 274 m im Tale der Areuse die mächtige Quelle der Noiraigue zu bilden. Ein anderes Beispiel liefert der sich in einer Grotte des Karstgebirges verlierende und an dessen Fuße bei Duino unter dem Namen Timavo wieder zutage tretende Rekafluß.

Daß auch ganze Seen durch verborgene unterirdische Spalten abfließen können, lehrt der bekannte Zirknitzer See in Krain, der sich in trockenen Jahren gänzlich entleert, während er sich in nassen nach vollständiger Ausfüllung jener Spalten allmählich wieder füllt.

Was endlich die periodischen Quellen betrifft, so erklären sich die dem Kalkgebirge angehörigen ähnlich wie die versinkenden Quellen. Sie fließen, wenn das Wasser in den unterirdischen Klüften hoch steht, und versiegen mit dessen Sinken. Andere, die von abschmelzenden Gletschern genährt werden, fließen nur in der heißen Jahreszeit oder nur bei Tage oder (bei längerem Laufe) nur bei Nacht.

Der Wasserreichtum der Quellen hängt wesentlich von der Menge der Niederschläge und der damit in Zusammenhang stehenden Höhe des Grundwasserstandes ab. Daher machen sich bei den meisten Quellen nicht nur die jahreszeitlichen Schwankungen der Niederschlagsmenge, sondern auch trockene und nasse Jahre und Jahresreihen fühlbar[1]) und ebenso aus-

[1]) Da das Wasser einige Zeit braucht, um in eine bestimmte Tiefe hinabzugelangen, so kann man sich nicht wundern, wenn die Schwankungen in der Niederschlagsmenge sich bei den Quellen nicht sofort, sondern erst nach einiger Zeit fühlbar machen.



gedehnte Abholzungen und andere den Grundwasserstand beeinflussende Umstände. Indes sind aus größerer Tiefe emporsteigende Quellen solchen Einflüssen weniger unterworfen als aus geringer Tiefe kommende, und ihre Ergiebigkeit ist daher gleichmäßiger.

Der Wasserreichtum von Quellen, die in der Nähe der Meeresküste liegen, wird erfahrungsmäßig beeinflußt durch die Wasserstände des Meeres, die nicht nur mit den Gezeiten wechseln, sondern auch von der Richtung und Stärke der Winde abhängen. So spiegeln sich z. B. die regelmäßigen täglichen Schwankungen des Standes der Ostsee und noch mehr ihr Steigen bei Hochfluten sehr deutlich im Wasserstande der Tiefbrunnen von Travemünde und Lübeck[1]) ab; und ebenso ist vom Brunnen im Militärhospital von Lille schon lange bekannt, daß sein Wasserspiegel trotz der etwa 60 km betragenden Entfernung von der Küste mit den Gezeiten fällt und steigt. Dies erklärt sich daraus, daß der Meeresspiegel gewissermaßen nur die Fortsetzung des Grundwasserspiegels der Küste darstellt und daß daher sein Steigen und Fallen auch auf den Wasserstand der benachbarten Quellen und Brunnen einwirken muß.

Aber nicht allein der Wasserreichtum absteigender, sondern auch derjenige aufsteigender Quellen wird durch die Höhe des Grundwassers beeinflußt[2]).

Dies hat sich in neuerer Zeit für eine ganze Reihe von böhmischen (Teplitz, Bilin usw.) und rheinischen Mineralquellen ergeben; besonders deutlich für die Heilquellen von Homburg v. d. H. Als in den neunziger Jahren zur Steigerung ihrer Ergiebigkeit im Kurpark größere Erdarbeiten vorgenommen und in wenigen Metern Entfernung vom „Kaiserbrunnen" ein neuer, 14,5 m tiefer Zentralschacht angelegt wurde, trat infolge der damit verbundenen Senkung des Grundwasserspiegels ein völliges Versiegen dieses Brunnens ein. Er begann erst wieder zu fließen, als das Auspumpen des Zentralschachtes eingestellt wurde und dieser sich wieder mit Süßwasser gefüllt hatte. In ähnlicher Weise hatte schon der in den fünfziger Jahren auf R. Ludwigs Vorschlag im Kurpark ausgeführte große Entwässerungsstollen eine Senkung des Grundwasserstandes und zugleich eine Verminderung der Ergiebigkeit sämtlicher Mineralquellen bewirkt. Diese hob sich erst wieder, als man das Ausflußniveau aller Quellen entsprechend vertiefte.

Diese und andere ähnliche Erfahrungen erklären sich wohl daraus, daß jede Verminderung des Druckes, den der oberflächliche süße Grundwasserstrom auf die Spalten ausübt, auf denen das Mineralwasser emporsteigt, eine Verminderung des Auftriebes und damit eine Abnahme der Wasserfülle der Quelle zur Folge haben muß.

---

[1]) P. Friedrich, Beziehungen des tieferen, artesischen Grundwassers zur Ostsee. Mitteil. d. Geogr. Ges. Lübeck 2. Reihe, H. 27, 1916.

[2]) Vgl. Delkeskamp, Über Mineralquellen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 421.

Aus diesem Verhalten erklärt sich auch die mehrfach — z. B. von CHELIUS an den Nauheimer Quellen — gemachte Beobachtung, daß besonders starke Niederschläge den Auftrieb der Mineralquellen steigern, wobei allerdings zu beachten ist, daß dieser Einfluß oft erst mit einer Verspätung von mehreren Monaten zur Geltung kommt.

Daß die Ergiebigkeit der Quellen auch vom Barometerstande beeinflußt wird, hat LAUBE für einige böhmische Thermen (Karlsbad u. a.) nachgewiesen. Dies ist wohl darauf zurückzuführen, daß eine aufsteigende Quelle bei hohem Luftdruck einen größeren Widerstand zu überwinden hat als bei niederem.

Die Temperaturen der Quellen sind bekanntlich sehr verschieden. Quellen, deren Temperatur ungefähr der mittleren Jahrestemperatur des betreffenden Ortes entspricht oder unter dieser liegt, nennt man kalte Quellen; solche, deren Temperatur die mittlere Jahrestemperatur übersteigt, **heiße Quellen** oder **Thermen**[1]). Während die Temperatur der kalten Quellen oft nur wenige Grade beträgt — eine der kältesten Quellen Deutschlands ist wohl die nur wenig über 3° C besitzende der Dornburg unweit Westerburg am Westerwald —, kann die der Thermen bis 100° steigen.

Die Temperatur einer Quelle wird einmal durch die Temperatur der sie speisenden Niederschläge bestimmt, dann aber durch die Temperatur der Bodenschichten, durch die sie hindurchgeht. Mitunter können noch andere Einflüsse mitwirken. So ist die auffallend geringe, weit unter dem Jahresmittel liegende Wärme der eben erwähnten Westerwälder Quelle wohl auf die starke Verdunstungskälte des dort vorhandenen Basaltschuttes zurückzuführen[2]), die in diesem Falle, ebenso wie bei manchen Eishöhlen[3]), die Bildung und stetige Anwesenheit von Eis zur Folge hat. Am wichtigsten aber bleibt für die Temperatur einer Quelle immer die Temperatur der Gesteinsschichten, die das sie speisende Wasser durchflossen hat. Dies geht schon daraus hervor, daß die Quellen im allgemeinen um so wärmer sind, aus je größerer Tiefe sie kommen. Thermen mit sehr hoher Temperatur müssen aus Tiefen von mehreren Kilometern emporsteigen, in welchen infolge der Wärmezunahme im Erdinnern mindestens die Temperatur herrscht, welche die Quelle mit sich bringt.

---

[1]) K. SCHNEIDER, Beiträge zur Theorie der heißen Quellen. Geol. Rundsch. 1913, S. 65 ff.

[2]) Vgl. Erläuterungen zu Blatt Mengerskirchen der Geologischen Spezialkarte von Preußen usw. S. 13, 1891.

[3]) Andere Eishöhlen verdanken, wie es scheint, ihr Vorhandensein dem Umstande, daß die im Winter in sie eindringende und sich am Boden ansammelnde kalte schwere Luft bei der gewöhnlich sackförmigen Gestalt solcher Höhlen und ihrem hochliegenden Ausgange auch während der warmen Jahreszeit nicht durch die leichtere wärmere Luft verdrängt werden kann.

Es wäre indes ein Irrtum, wenn man annehmen wollte, jede Therme müsse eine aufsteigende Quelle sein. Auch absteigendes Wasser wird, wenn es nur tief genug in den mit wachsender Tiefe immer wärmer werdenden Boden eindringt, sich erwärmen und als Thermalwasser zutage treten müssen.

So hat schon W. GÜMBEL[1]) die berühmten Thermen von Gastein und Bormio als absteigende Quellen aufgefaßt, die ihre hohen Temperaturen lediglich dem weiten von ihnen zurückgelegten unterirdischen Wege verdanken und wahrscheinlich vom eisigen Schmelzwasser der benachbarten, mit ewigem Schnee bedeckten Hochgipfel gespeist werden. In der Tat spricht die stark wechselnde Wassermenge der genannten Quellen zugunsten dieser Auffassung. Die gleiche Veränderlichkeit in der Ergiebigkeit wiederholt sich bei der Therme von Pfäfers (bei Ragaz), für die noch hinzukommt, daß sie trotz ihrer 38,7° C ein von Mineralstoffen so gut wie freies, fast chemisch reines Wasser liefert.

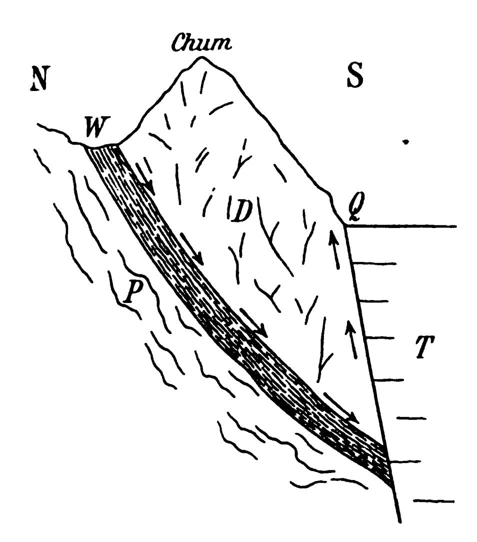


Fig. 326. Verhältnisse der Thermen von Tüffer. Nach H. HÖFER.
P Phyllit, *W* Werfener Schichten, *D* Dolomit, *T* Tertiär, *Q* Therme.

Während die Temperatur der aus größerer Tiefe emporsteigenden Quellen oft das ganze Jahr über nahezu unverändert bleibt, pflegt die Temperatur der schwächeren, aus geringer Tiefe kommenden Quellen größeren Schwankungen unterworfen zu sein[2]). Doch betragen auch diese in der Regel nur wenige Grade Celsius. Daß dem so ist, erklärt sich aus der großen Langsamkeit, mit der die verhältnismäßig so starken Schwankungen der Lufttemperatur sich dem Boden mitteilen. Infolgedessen bewahrt dieser in einiger Tiefe selbst zu Winteranfang noch einen Rest der Sommerwärme und ebenso im Sommer noch einen Rest der Winterkälte.

Einen eigentümlichen Fall aufsteigender Thermen bilden die von Tüffer

[1]) GÜMBEL, Sitzungsber. d. Münch. Akad. 1889 u. 1891.

[2]) Dies gilt u. a. für die am weitesten nach W zu gelegenen, wärmsten (fast 16° C besitzenden) Quellen der Pader bei Paderborn, die nach den Feststellungen von H. STILLE (Geologisch-hydrologische Verhältnisse der Paderquellen. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanstalt N. F. 38, 1903) stets dieselbe Temperatur zeigen und deren Wasser immer klar bleibt, während die östlichen Quellen (die Börnepader) nicht nur großen Temperaturschwankungen unterliegen, sondern auch nach Regengüssen und zur Zeit der Schneeschmelze leicht trübe werden und dann einen gesundheitsschädlichen Bakteriengehalt aufweisen.

bei Cilli in Steiermark. Auch sie nähren sich von Sickerwässern, die auf Spalten des zerklüfteten Triasdolomits leicht in die Tiefe eindringen, auf der undurchlässigen Unterlage stark geneigter Werfener Schiefer noch weiter einsinken, sich (auf 37,5° C) erwärmen und auf einer großen Bruchspalte der triassischen Schichten gegen das Tertiär wieder zutage treten; weniger infolge eines nur schwachen Überdrucks, als vielmehr — wie Höfer[1]) ausdrücklich hervorhebt — weil das geringere spezifische Gewicht des warmen Wassers dieses zum Emporsteigen zwingt (Fig. 326).

Über die Verbreitung und Herkunft der Thermen sei folgendes bemerkt.

Thermen finden sich in allen Kontinenten und Zonen und in jeder Höhenlage — in Tibet treten sie mit Siedetemperatur sogar in 4700 m auf. Am häufigsten sind sie in Gebieten tätiger und erloschener Vulkane, wo man sie oft zu Hunderten antrifft. So besonders auf Island, Neuseeland und Japan, im Kaukasus, im nordamerikanischen Nationalpark und in Böhmen.

Indes sind heiße Quellen keineswegs auf vulkanische Gegenden beschränkt, sondern finden sich auch weitab von allen Vulkanen und Eruptivmassen. Ein Beispiel bieten die bekannten (77,5° C besitzenden) Thermen von Burtscheid bei Aachen, weitere die von Wildbad, Gastein usw.

Gerade einige solche Thermen zeigen eine deutliche Abhängigkeit von Bruch- und Verwerfungsspalten. So die bekannten warmen Quellen von Baden bei Wien (mit 34—35°), die am Westrande des Wiener Tertiärbeckens an dessen Abbruch gegen die Kalkalpen auf Suess' „Thermenlinie" entspringen, und zwar da, wo diese von einer größeren Seitenverwerfung (dem Schwechatbruch) geschnitten wird. Auch andere Hauptthermen jener Gegend, wie die von Fischau, Vöslau und Mödling, liegen an Schnittpunkten der Thermenlinie mit Nebenspalten[2]).

In ähnlicher Weise entquillt der weltberühmte Karlsbader Sprudel auf NW streichender Spalte einer Granitscholle, die als Insel aus einem mit Tertiär und Kreide erfüllten, sich an der Südostseite des Erzgebirges hinziehenden Grabenbruche aufragt.

Noch andere Thermen verdanken ihr Dasein aus großer Tiefe emporsteigenden Falten. So die von Baden unweit Zürich (mit 52° C), die da auftreten, wo die große, zwischen Alpen und Jura liegende Schichtenmulde sich in der Lägernkette des Juragebirges als steile Antikline heraushebt und die Limmat diese Antikline bis auf den Muschelkalk hinab angeschnitten hat (Fig. 327).

Während bei Thermen wie denen von Burtscheid kein Zusammenhang mit vulkanischer Tätigkeit angenommen werden darf, springt ein solcher

[1]) Höfer, Grundwasser und Quellen S. 107, 1912.

[2]) L. Waagen, Thermalquelle von Baden in Niederösterreich. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1914, S. 84.

bei den heißen Quellen Islands, Neuseelands, der Euganeen usw. ohne weiteres in die Augen. Man ist daher schon lange gewöhnt, sie als Ausklingen einer ehemaligen stärkeren vulkanischen Tätigkeit und ihr Wasser als Kondensationswasser vulkanischer Dämpfe zu betrachten. Diese in ihren Anfängen auf E. DE BEAUMONT zurückgehenden Vorstellungen haben in neuerer Zeit einen gewichtigen Verteidiger in E. SUESS gefunden, der das Wasser der Thermen gleich dem Wasserdampf der Vulkane als den Tiefen des Erdinnern entstammend und als Ergebnis der Entgasung des Erdkörpers betrachtet[1]).

SUESS nennt Wässer und Quellen dieser Art juvenil, gegenüber den gewöhnlichen vadosen Wässern und Quellen, die von der Tagesoberfläche aus durch Meteorwässer gespeist werden. Während die juvenilen

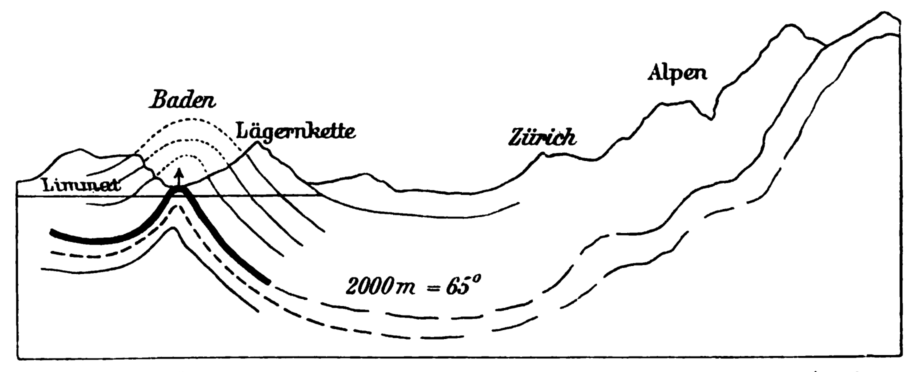


Fig. 327. Profilskizze durch das Thermengebiet von Baden unweit Zürich. Nach Angaben von ALB. HEIM.

Quellen aus großen Tiefen aufsteigen — SUESS bezeichnet sie daher auch als aszendierende Quellen —, eine mehr oder minder hohe Temperatur besitzen und reich an gelösten Mineralstoffen sind — darunter viele Metalle (wie Cu, Ni, Co, As, Sb, Sn, Pb, Zn, Cs, Rb) sowie B, F, Cl, Br —, so sind die vadosen Quellen absteigend oder deszendierend, arm an Mineralbestandteilen und meist kalt. Nur wenn sie, wie die warmen Quellen von Pfäfers, Bormio usw., ihr Wasser von hoch über ihrem Austrittsorte gelegenen Punkten beziehen, können auch sie höhere Temperaturen besitzen. Aber auch dann bleibt ihr Mineralgehalt gering und ist ebenso wie ihre Ergiebigkeit von den Jahreszeiten abhängig.

Eine dritte Klasse von Quellen bezeichnet SUESS als gemischt. Sie entstehen durch Mengung von juvenilen und vadosen Wässern und nähern sich in ihren Eigenschaften bald mehr den ersten, bald den letzten.

---

[1]) E. SUESS, Über heiße Quellen. 74. Versamml. deutsch. Naturf. u. Ärzte zu Karlsbad 1902. Vgl. auch Prometheus 1903, S. 209.

Diese Vorstellungen sind sehr bestechend. Zu ihren Gunsten sprechen verschiedene Tatsachen. So der für die Karlsbader Quelle und andere Thermen festgestellte Umstand, daß ihre Wassermenge von den Jahreszeiten kaum beeinflußt wird und die Niederschlagsmenge der betreffenden Gegend oft bedeutend übertrifft. Ebenso ihre von der des Untergrundes ganz verschiedene Zusammensetzung — so ist z. B. das Karlsbader Wasser durch großen Kalkreichtum ausgezeichnet, während der Granit, dem es entspringt, an Kalksalzen überaus arm ist. Noch mehr aber spricht für die Anschauungen des Wiener Forschers der Gehalt vieler Thermen an Stoffen, die zu den bezeichnenden Bestandteilen vulkanischer Dampfaushauchungen gehören. So besonders Argon und Helium, sodann Brom, Fluor, Chlor, Jod, Bor, Arsen, Zinn u. a. SUESS betrachtet diese Bestandteile ebenso als juvenil, wie die freie und halbgebundene Kohlensäure der aufsteigenden Quellen und ihren Gehalt an Schwefelwasserstoff und Sulfiden von Alkalien und Schwermetallen. Alle diese Stoffe „gelangen erst jetzt und vor unseren Augen an das Tageslicht" und dienen, ebenso wie die Gas- und Dampfausströmungen der Vulkane, zur stetigen Vermehrung des Wasser- und Gasvorrates der Hydro- und Atmosphäre.

Immerhin wird man K. SCHNEIDER[1]) recht geben müssen, wenn er sagt, daß an den Thermen nur die erhitzenden Gase juveniler Abkunft seien, während das Thermalwasser nichts anderes als erhitztes Bodenwasser darstelle.

Auch der französische Gelehrte ARMAND GAUTHIER[2]) führt gleich E. SUESS die Thermen auf Gasentbindungen vulkanischen Ursprungs zurück. Nur sollen diese Entbindungen nicht sowohl von den Dämpfen herrühren, die im Magma selbst absorbiert sind und aus diesem frei werden, als vielmehr von solchen, die in den erstarrten Eruptivgesteinen der Lithosphäre enthalten sind und durch vulkanische Hitze daraus ausgetrieben werden. In der Tat haben ausgedehnte Versuche von GAUTHIER wie auch von ALB. BRUN ergeben, daß die verschiedensten älteren und jüngeren Eruptivgesteine (Granit, Quarzporphyr, Trachyt, moderne Laven usw.) beim Erhitzen über Rotglut große Mengen von Gasen liefern, besonders freies H und CO_2, daneben CO, CH_4, H_2S, N usw. Der durch derartige Vorgänge freiwerdende Wasserstoff wäre es nach GAUTHIER, der den geschmolzenen Gesteinen der Tiefe ihren Sauerstoff entzieht, sich mit ihm zu Wasser vereinigt und so die Entstehung von Thermen veranlaßt.

In Zusammenfassung des Obigen könnte man die Thermen nach ihrem Auftreten folgendermaßen einteilen:

---

[1]) SCHNEIDER, Beiträge zur Theorie der heißen Quellen. Geol. Rundsch. 1913, S. 65.

[2]) GAUTHIER, La genèse des eaux thermales et ses rapports avec le volcanisme. Annal. des mines (10.) Mém. IX, S. 316, 1906.

1. solche in vulkanischen Gebieten (zusammenhängend mit Bruchspalten, höherer Bodenwärme schon in geringer Tiefe, Mitwirkung juveniler Gase):
   a) in noch tätigen Vulkangebieten. Island, Neuseeland, Japan.
   b) in jetzt erloschenen. Eifel (Bertrich), Böhmen (Karlsbad), Euganeen, Yellowstone-Nationalpark.
2. solche im Gebirge, und zwar in tiefen Taleinschnitten:
   a) absteigende (durch die höheren Temperaturen im Innern der Berge erwärmt). Pfäfers, Bormio. Heiße Quellen in tiefliegenden Gebirgstunneln (Simplon).
   b) aufsteigende (auf großen Bodenspalten, infolge faltigen Schichtenbaues [Fig. 327] usw.). Aachen, Nauheim, Wiesbaden, Kreuznach, Ems, Baden-Baden, Baden b. Wien, Baden b. Zürich.

Besondere Beachtung verdienen unter den heißen Quellen die zeitweilig als Springquellen tätigen **Geysire**[1]). Sie verdanken ihren Namen dem berühmten Großen Geysir auf Island, an welchem die Geysirerscheinungen zuerst bekannt und untersucht worden sind.

Es gibt auf der Erde drei Hauptgebiete heißer Springquellen: das isländische, das neuseeländische und das des Yellowstoneparks in den Vereinigten Staaten. Die beiden erstgenannten Gebiete besitzen noch jetzt tätige Vulkane, während die Vulkane des Yellowstoneparks seit der Tertiärzeit erloschen sind. Außerdem finden sich Geysire vereinzelt oder in kleineren Gruppen auf S. Miguel (Azoren), am Volcan Viejo bei Chillan in Chile, in den Kraterseen des S. Maria in Guatemala, im Poás in Costarica, auf dem Gipfel des erloschenen Vulkans Socompa in der Puna de Atakama[2]), im Bismarckarchipel[3]), in Neuvorpommern, in Japan, Kalifornien, Tibet usw.

Der Geysirbezirk Islands liegt im SW der Insel östlich Reykjavik und umfaßt außer dem Großen Geysir noch einige andere Springquellen

[1]) Das ausführlichste Werk über Geysirerscheinungen überhaupt und die Geysire des nordamerikanischen Nationalparks insbesondere rührt von HOLMES und PEALE her und bildet den zweiten Teil von HAYDENS 12. annual report of the U. St. Geol. and Geogr. Surv. of territ. 1883. Vgl. auch TOULA, Der Yellowstone-Nationalpark. Wien 1887. Die neuseeländischen Geysire behandelt: v. HOCHSTETTER, Neuseeland, S. 251 bis 294, Stuttgart 1863; die isländischen: SARTORIUS v. WALTERSHAUSEN, Physik.-geogr. Skizze von Island, Göttingen 1847, und PREYER und ZIRKEL, Reise nach Island. Leipzig 1862. Vgl. ferner A. HAGUE, Origin of the thermal waters in the Yellowstone National Park. Bull. Geol. Soc. Amer. 22, S. 103, 1911; v. WOLFF, Vulkanismus S. 606—628.

[2]) FR. REICHERT, Petermanns Mitteil. 1909, L.-B. 104.

[3]) K. SAPPER, Erg.-Heft 3 zu Mitteil. a. d. Deutsch. Schutzgeb. 1910.



sowie eine Menge von Kochbrunnen und heißen Schlammsprudeln, die zusammen eine (gleich den Isländer Vulkanlinien) NNO streichende Zone bilden.

Der Große Geysir bildet einen flachen, aus Kieselsinter bestehenden Hügel, auf dessen Gipfel ein etwa 15 m breites und 2 m tiefes Wasserbecken liegt, das sich nach unten in eine 3 m breite und über 20 m lange Röhre fortsetzt. Gewöhnlich ist das Becken mit klarem heißem, nach einer Seite überfließendem Wasser gefüllt. Alle 80—90 Minuten aber erfolgt ein donnerartiges unterirdisches Geräusch, die Oberfläche der Wassermasse wallt auf und es steigen große Dampfblasen empor. Dies sind die sogenannten kleinen Eruptionen. Alle 24—30 Stunden aber tritt eine große Eruption

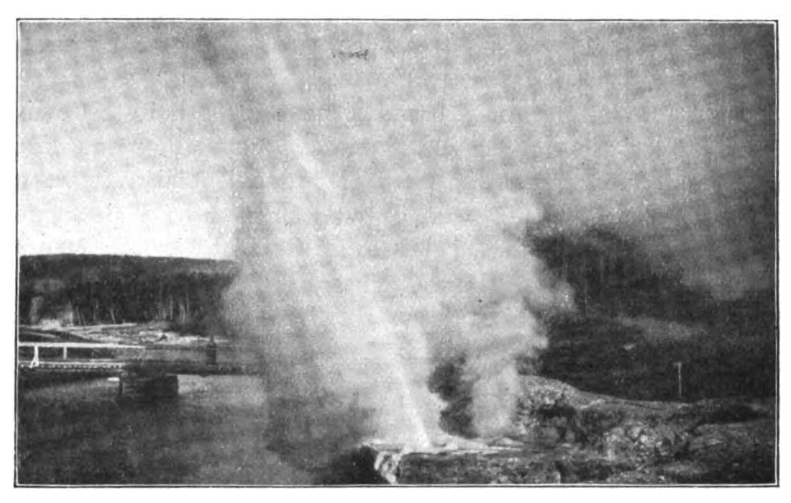


Fig. 328. Riverside-Geysir, Nationalpark. Nach Photographie.

ein. Die Oberfläche des Wassers schwillt dann hoch auf, und unter Ausstoßung gewaltiger Dampfwolken, mitunter auch unter Auswurf von Steinen werden mächtige Wasserstrahlen springbrunnartig oft über 30 m emporgeschleudert. Nach einigen Minuten ist die Eruption zu Ende. Das Quellbecken und die Quellröhre sind dann vollständig leer, und es vergehen einige Stunden, ehe sie sich wieder gefüllt haben.

In geringer Entfernung vom Großen Geysir liegt ein anderer Geysir, der 1784 entstandene Strokkr, dessen Quellbecken sich nach unten ebenfalls in ein enges Rohr fortsetzt und der bis vor wenigen Jahrzehnten mit kürzeren Pausen tätig gewesen ist.

Durch ein Erdbeben im September 1896 sind nach Thoroddsen[1]) im Gebiete der berühmten isländischen Geysire und Solfataren erhebliche Veränderungen hervorgerufen worden. Der Strokkr hat seitdem zu springen aufgehört, während der Große Geysir häufiger und höher springt als früher.

[1]) Thoroddsen, Petermanns Geogr. Mitteil. 1902.

Viel reicher an Thermen, Kochbrunnen, Dampf- und Springquellen war bis 1886 das neuseeländische Geysirgebiet. Es lag auf der Nordinsel, südlich von der Plentybai, auf einer vom vulkanischen White Island in SW-Richtung nach dem Tauposee verlaufenden Zone. Die Hauptsprudelquelle Tetarata befand sich am Nordostende des kleinen warmen Rotomahanasees. Sie besaß ein 30 m langes und 20 m breites Quellbecken, dessen 84° C heiße, in beständigem heftigem Aufwallen befindliche Wassermasse von Zeit zu Zeit mit ungeheurer Gewalt ausgeworfen wurde. Wie das Quellbecken selbst aus Kieselsinter bestand, so hatten sich auch da, wo dessen Wässer zum Rotomahana abflossen, herrliche schneeweiße Sinterabscheidungen gebildet, die in zahllosen Terrassen übereinanderliegend, den Eindruck eines über Stufen fortstürzenden, plötzlich in Stein verwandelten Wasserfalls machten (HOCHSTETTER)[1].

Leider ist der Tetarata wie fast das ganze neuseeländische Geysirgebiet im Jahre 1886 bei einer großen Eruption des Vulkans Tarawera durch Explosionen und nachfolgende Aschenauswürfe fast vollständig zerstört worden. Statt dessen hat sich 1900 ein ganz gewaltiger neuer, der Waimangu-Geysir gebildet, der Wassermassen von 800000 kg Gewicht bis über 400 m hoch emporschleudern und dessen Dampfwolken bis 1000 m aufsteigen sollen[2].

Am reichsten und mannigfaltigsten entwickelt und am genauesten untersucht sind die Geysirerscheinungen in dem an Naturwundern überhaupt so reichen Yellowstone-Nationalpark, einem etwa 8000 qkm großen, 2000—2500 m hohen Gebiete, das fast ganz aus tertiären Vulkangesteinen zusammengesetzt, eine süd-nördlich ausgedehnte Senkungszone im Bereiche meso- und paläozoischer Sedimente bildet. Unter den etwa 3500 dort bekannten heißen Quellen sind allein an 100 Geysire vorhanden, zu denen noch eine Menge von heißen Schlammsprudeln, Dampfquellen, Fumarolen und Solfataren hinzukommt. Die Geysire treten in allen möglichen Größen auf, von Riesen wie der Giant und die Giantess, die in Zwischenräumen von mehreren Tagen bis Wochen ungeheure Wassermassen bis über 60 m in die Luft schleudern, bis zu Zwergen, die ihren nur fingerdicken Strahl alle paar Minuten hervorspritzen. Die Mehrzahl springt mit großer Regelmäßigkeit — so der bekannte Old Faithful alle 65 Minuten, mit zeitweiser Verspätung von 5 Minuten; andere dagegen mit großen Unterbrechungen — so der eben genannte Giant mit solchen von fast einem Jahre.

Die meisten Geysire treten in Gruppen auf und stellen 6—15, selten über 30 m breite, trichter-, kessel- oder ballonförmige Becken von kreis- bis eiförmigem Querschnitt dar, die mit ruhigem oder brodelndem Wasser von wundervoller Klarheit und seegrüner bis blauer Farbe gefüllt sind. Mit-

[1]) Vgl. die schöne Abbildung in NEUMAYERS Erdgeschichte I, 1. Aufl., S. 388.
[2]) SUPAN. Grundzüge der physikalischen Erdkunde 1916, S. 507.

unter sind diese Becken unmittelbar in die aus dem Wasser ausgeschiedene weiße oder graue Kieselsinterdecke eingesenkt, die in der Umgebung der Geysire den Talboden weithin zu bedecken pflegt. In den meisten Fällen aber liegen sie gleich dem Isländer Großen Geysir auf dem Gipfel eines flach kuppel-



Fig. 329. Ansicht des Old Faithful-Geysirs in Eruption. Nach Photographie.

förmigen oder auch steileren, korb-, amboß- bis schornsteinförmigen oder ganz unregelmäßig gestalteten Sinterhügels. Die Namen Punchbowl, Turban, Beehive (Bienenkorb), Sponge u. a. deuten die wechselnde Gestalt des Quellhügels an. Nach der Tiefe setzen sich die Quellbecken wie beim Isländer

Geysir meist in einen engen röhrenförmigen Kanal fort. Seltener sind Geysire ohne alle Sinterabsätze und daher auch ohne Quellbecken, bei denen, wie beim „Monarch“, das heiße Wasser aus einem gähnenden Schlunde im festen Gestein zutage tritt.

Bemerkenswert ist die völlige Unabhängigkeit benachbarter Geysire in der Art, Häufigkeit und Stärke ihrer Eruptionen. Der S. 435 abgebildete Riverside-Geysir schickt alle 4 Stunden aus e i n e r Öffnung seines amboßähnlichen Sinterhügels einen gewaltigen schrägen Wasserstrahl hervor, während einer zweiten Öffnung lediglich ungeheure Dampfmassen entströmen. Unmittelbar nach einer Eruption sind die Becken der meisten Geysire, ganz wie beim isländischen Großen Geysir, leer und füllen sich erst

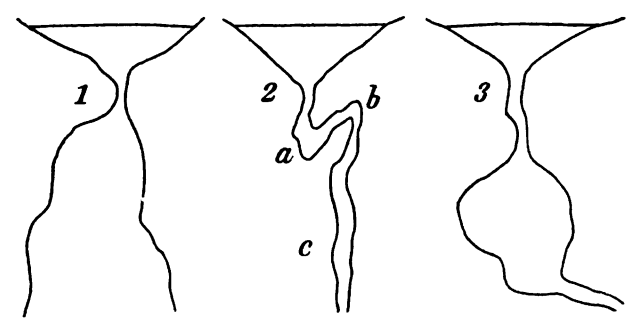


Fig. 330. Durchschnitte durch Geysirbecken.

allmählich wieder; es gibt aber auch solche (z. B. Fountain-Geysir), deren Wasserspiegel trotz der riesigen, während mehr als $^1/_4$ Stunde ausgespieenen Wassermassen nur um wenige Zentimeter sinkt.

Eine befriedigende Erklärung der Geysirtätigkeit haben erst Bunsen und Descloizeaux als Frucht ihrer 1846 ausgeführten Reise nach Island gegeben[1]). Nach ihren Beobachtungen kommt besonders in Betracht, daß die Wassertemperatur im ganzen Geysirbecken 1. von der Oberfläche aus nach unten und 2. mit Annäherung an eine große Eruption ständig zunimmt. So beträgt die Temperatur an der Oberfläche des Quellbeckens infolge der Abkühlung des Wassers durchschnittlich nur 80° C, am Boden des Quellrohrs dagegen weit über 100°; und so steigt hierselbst die Temperatur von 122° gleich nach einer großen Eruption allmählich auf 127° kurz vor einer solchen. Aber auch unmittelbar vor einer großen Eruption besitzt die Wassersäule an keiner Stelle die erforderliche Temperatur, um bei dem auf ihr lastenden Druck ins Kochen geraten zu können.

Die Vorgänge im Geysir sind folgende: Die unten zugeführte Wärme gleicht sich zum Teil nach oben aus und hält das Wasser im Becken heiß. Da aber bei der Gestalt des Quellrohrs ein völliger Temperaturausgleich nicht

[1]) Poggendorfs Annalen Bd. LXXII, S. 159, 1847.

möglich ist, so wird das Wasser unten allmählich heißer. Bei 100° kann es noch nicht ins Sieden geraten, da es unter dem Druck der Wassersäule steht. Schließlich wird aber die dem herrschenden Druck entsprechende Siedetemperatur erreicht: es bilden sich dann in der Tiefe Dampfblasen, die die Wassersäule heben und zum Teil hinauswerfen. Dadurch aber wird das untere Wasser entlastet, und da nunmehr seine Temperatur über dem Siedepunkt liegt, der dem jetzt herrschenden Druck entspräche, findet eine explosionsartige Dampfentwicklung statt, die die gesamte im Quellrohr befindliche Wassermasse hinausschleudert. Durch die Dampfentwicklung ist die Temperatur gesunken und nun kann das Spiel von neuem beginnen.

Die kleineren Eruptionen, die der Haupteruption vorauszugehen pflegen, sind darauf zurückzuführen, daß kleinere Dampfblasen emporsteigen, die nicht den ganzen Querschnitt des Quellkanals füllen und daher nicht die ganze Wassersäule heben. Erst wenn die Temperatur unten so weit gestiegen ist, daß eine reichlichere Dampfbildung eintritt, wird der ganze Kanalquerschnitt mit Dampf gefüllt, die ganze Wassersäule gehoben und dadurch ein stürmisches Aufkochen mit Eruption veranlaßt.

Mein Bruder, Prof. Heinrich Kayser in Bonn, hat mich aber noch auf eine weitere, bisher anscheinend übersehene Bedingung für die Geysirtätigkeit aufmerksam gemacht. Sie betrifft die Form des Quellkanals. Bei zylindrischer, einem Probierröhrchen ähnlicher Gestalt des Kanals würde Geysirtätigkeit nie eintreten können. Das unten erhitzte Wasser würde aufsteigen und dafür von oben kälteres herabsinken, bis überall gleiche Temperatur eingetreten wäre. Es könnte schließlich zum Sieden kommen, aber niemals zu Eruptionserscheinungen. Solche werden erst möglich, wenn die Quellröhre eine der drei in Fig. 330 dargestellten Formen besitzt. Bei *1* und *3* ist der Querschnitt der Röhre oben kleiner, so daß nur ein Teil des Wassers in Strömung geraten und seine Temperatur ausgleichen kann. Bei *2* kann das heiße Wasser nur bis *b* gelangen. Diese Stelle wird schließlich überhitzt und kommt ins Sieden. Wahrscheinlich kommt die Form *1* am häufigsten vor, wohl darum, weil selbst bei anfänglich zylindrischer Gestalt des Kanals infolge der nach oben abnehmenden Temperatur im obersten Teil der Röhre mehr Sinter abgeschieden wird als weiter unten und diese dadurch nach oben allmählich eine Verengung erfährt.

In aller Kürze läßt sich danach die Geysirtätigkeit als ein zeitweiliges Aufkochen oder stoßweises Sieden bezeichnen, das damit zusammenhängt, daß in der Tiefe mehr Wärme zugeführt wird, als durch Konvektionsströmungen nach oben abgeführt werden kann.

Die Bunsensche Geysirtheorie ist auch experimentell bestätigt worden, so schon vor langer Zeit durch J. Müller[1]) und später durch A. Andreae[2]).

---

[1]) Poggendorfs Annalen Bd. LXXIX, 1850, S. 350.

[2]) N. Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 1.

Sie paßt auch für die nordamerikanischen und neuseeländischen Geysire. Das mitunter sehr verschiedene Verhalten benachbarter Geysire sowie gelegentliche Änderungen der Erscheinungen an demselben Geysir[1]) erklären sich aus Veränderungen der Quellkanäle und der Temperatur der diesen zuströmenden heißen Wässer.

Auch das Wasser der amerikanischen Geysire befindet sich in überhitztem Zustande, da es die Siedetemperatur — diese beträgt in der Höhe des Nationalparks etwa 92,5° C — um $^1/_2$—$1^1/_2$° übertrifft. Daher lassen sich namentlich die kleineren Geysire durch Hineinwerfen von Steinen oder Aufrühren des Wassers künstlich zur Eruption bringen. Auch ein Zusatz von Seifenlauge hat mitunter die gleiche Wirkung[2]).

Die Geysirbildung hängt ganz wesentlich mit der Abscheidung von Kieselsinter zusammen. Die isländischen Geysirwässer sind reich an Alkalikarbonat und lösen daher die Kieselsäure aus den vulkanischen Tuffen des Untergrundes. Ebenso enthalten auch die meisten heißen Quellen des Nationalparks erhebliche Mengen SiO_2[3]). Da diese sich erst abscheidet, wenn das Wasser sich abkühlt und verdunstet, so bleiben die tieferen Teile des Quellkanals von Sinterabsätzen frei, während die Umgebung der Therme sich mit solchen überzieht. Es entsteht dadurch ein allmählich immer höher werdender Sinterkegel, der bei geeigneter Form der Quellröhre die nötigen Bedingungen zur Geysirtätigkeit bieten wird. Infolge der andauernden Sinterabscheidung wird aber die Quellröhre immer höher, und damit werden — wegen des wachsenden Drucks der Wassersäule — die Pausen zwischen den einzelnen Eruptionen immer länger. Schließlich wird das Rohr so lang und damit der Druck der Wassersäule so hoch, daß die von unten zugeführte Wärme nicht mehr ausreicht, um an irgendeinem Punkte Dampfbildung zu bewirken. Es entsteht dann ein mit ruhigem heißem Wasser gefülltes Becken, wie solche in allen Geysirgebieten neben noch tätigen Geysiren vorkommen. Das Geysirstadium bildet somit nur eine vorübergehende Erscheinung im Dasein der sinterabscheidenden Thermen.

---

[1]) Der große Excelsior-Geysir war bei seiner Entdeckung keine Springquelle. Erst nach einigen Jahren verwandelte er sich in eine solche, stellte aber 2 Jahre später seine Tätigkeit wieder ein. Der Kongreß-Geysir (im Norris-Geysirbecken) war 10 Jahre lang eine Dampfquelle, während er jetzt eine lebhaft sprudelnde, durch Tonschlamm getrübte Heißwasserquelle darstellt. Andere ähnliche Thermen wandelten sich mit der Zeit in Geysire um.

[2]) Ein Beispiel hierfür bietet der sogenannte Chinaman, eine Heißwasserquelle, die sich vor einer Reihe von Jahren unter den Händen eines chinesischen Wäschers plötzlich als Geysir erwies und seitdem von Touristen noch oft geseift worden ist. A. Hague meint, daß der Seifenzusatz dadurch wirkt, daß er das Wasser zähflüssiger macht. Infolgedessen werden größere Dampfblasen gebildet und dadurch der Eintritt der Eruption beschleunigt.

[3]) Sie befindet sich nicht als Alkalisilikat in dem NaCl- und Na_2CO_3-haltigen Wasser, sondern in wäßriger Lösung.

Im Anschluß an vorstehendes seien hier noch ganz kurz die Erscheinungen der geysirähnlichen gasreichen Springquellen berührt:

E. ALTFELD hat kürzlich einen der bekanntesten unter diesen Sprudeln, den von Namedy bei Andernach, einer sehr eingehenden Untersuchung unterzogen[1]). Dieser Sprudel entspringt aus einem 300 m tiefen Bohrloche im devonischen Schiefergebirge und hat alle 3—6 Stunden einen Ausbruch, bei welchem 25 cbm Wasser und 300 cbm Kohlensäure bis über 50 m emporgeschleudert werden. Während ein früherer Bearbeiter, F. HENRICH[2]), die Erscheinungen des Sprudels daraus erklären wollte, daß sein Wasser durch die nach der Sättigung frei aufsteigende CO_2 verdrängt werde, führt ALTFELD sie darauf zurück, daß bei einem Ausbruche mehr Wasser aus dem Bohrloch ausgeworfen wird, als ihm in derselben Zeit aus dem Gestein wieder zufließt. Die dadurch bedingte Verkürzung der auflastenden Wassersäule hat eine Druckverminderung der CO_2 in den Gesteinsspalten zur Folge. Das zuströmende Wasser preßt daher die CO_2 in die Spalten zurück, bis sich Wasser und Gasdruck das Gleichgewicht halten. Allmählich aber überwindet der Gasdruck den des Wassers, das Gas steigt frei auf und schleudert das Wasser in hohem Strahl heraus, worauf der geschilderte Vorgang von neuem beginnt.

Die auch experimentell bestätigte Theorie ALTFELDS läßt sich auch auf andere Sprudel, wie den Willibrordus-Sprudel in Neuenahr, den von Tönisstein bei Brohl, den Belltaler Moselsprudel, die Sprudel von Kissingen und Vichy, den Kane-Geysir in Westpennsylvanien u. a. m. anwenden. Bei dem letztgenannten bilden nicht CO_2, sondern Kohlenwasserstoffgase die treibende Kraft.

Mineralbestandteile und Absätze der Quellwässer.

Wie alle sich im Innern der Gesteine bewegenden Wässer, so wirken auch die Quellwässer auslaugend und zersetzend auf die Mineralmassen, mit denen sie in Berührung kommen. Besonders stark sind die zersetzenden Wirkungen bei den aus größeren Tiefen aufsteigenden, mit höherer Temperatur und oft zugleich mit einem hohen Kohlensäuregehalt begabten Quellen.

Die **gelösten Bestandteile** der Quellwässer[3]) werden teils durch unmittelbare Auflösung vom Wasser aufgenommen, teils aber gelangen sie erst durch Einwirkung von Kohlensäure und Sauerstoff in das Wasser.

Zu den unmittelbar aufgelösten Stoffen gehört besonders das NaCl,

[1]) ALTFELD, Die physikalischen Grundlagen des intermittierenden Kohlensäuresprudels zu Namedy. Diss. Marburg 1913. — Vgl. auch DERSELBE, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1914, S. 164.

[2]) HENRICH, Der Namedysprudel. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1910, S. 447.

[3]) R. BRAUNS, Chemische Mineralogie 1896, S. 216 ff.

welches in kleinen Mengen kaum irgendeinem natürlichen Wasser fehlt. Die aus Steinsalzlagern entspringenden sogenannten Solquellen können bis 36 v. H. Kochsalz enthalten. Daneben finden sich oft noch kleine Mengen von KCl und $MgCl_2$. Ferner werden durch unmittelbare Lösung aufgenommen das Sulfat des Ca, sowie in geringen Mengen die Sulfate des Mg und Na.

Zu den erst durch Einwirkung der CO_2 gebildeten Bestandteilen der Quellen gehört vor allem das Kalziumkarbonat — der verbreitetste und in größter Menge vorhandene mineralische Bestandteil der Quellwässer —, ferner die Karbonate des Mg, Fe, Mn und der Alkalien. Unter den Alkalikarbonaten überwiegt immer das Na über das K, welch letztes zum großen Teil im Ackerboden zurückgehalten und von den Pflanzen aufgenommen wird.

Nur in geringen Mengen und nur in Quellen, die aus feldspatreichen Gesteinen zutage kommen, treten kieselsaure Alkalien auf.

Durch den Gehalt des Quellwassers an Sauerstoff werden namentlich Schwefelverbindungen oxydiert und in leicht lösliche Sulfate übergeführt, die in kleinen Mengen ziemlich verbreitet sind. In Berührung mit Dolomit oder Magnesit bildet sich Bittersalz, in Berührung mit Sulfiden Schwefelwasserstoff. Dieser oder Schwefelalkalien und Schwefelkalzium entstehen mitunter aus Gips und anderen Sulfaten beim Hindurchgang durch kohlige oder bituminöse Schichten infolge der reduzierenden Wirkung der verwesenden organischen Stoffe. Der freie H S ist dann das Ergebnis der Zersetzung der genannten Sulfide durch CO_2.

Zu den aufgezählten Bestandteilen gesellen sich noch geringe Mengen von Phosphaten, Nitraten, Ammoniumsalzen u. a., sowie verschiedene Gase, unter denen besonders Stickstoff, der von Argon, Helium und Spuren von Neon begleitet wird, sowie Kohlensäure zu nennen sind.

Der Gehalt der Quellen an $CaCO_3$ (und $MgCO_3$) bedingt den Unterschied von hartem und weichem Wasser. Das harte Wasser ist reich am genannten Karbonate, das weiche arm. Die meisten Quellen liefern hartes Wasser, während Flußwasser weich zu sein pflegt.

Bei den gewöhnlichen Quellen schwanken die Menge und Beschaffenheit der gelösten Bestandteile mit den Jahreszeiten und dem Wasserreichtum; die aufsteigenden Quellen dagegen, besonders die meisten Thermen, sind in dieser Hinsicht viel weniger von den Jahreszeiten abhängig.

Im ganzen ist der Gehalt des Quellwassers an gelösten Mineralstoffen nicht groß: meist kommen nur 1—3 Teile fester Bestandteile auf 10 000 Teile Wasser[1]). Weit größer ist der mineralische Gehalt in den sogenannten **Mineralquellen**)[2], in welchen die Summe der gelösten Bestandteile mehr als das Doppelte zu betragen pflegt und bis über 5 v. H. steigen kann.

---

[1]) Trinkwasser darf nicht über 0,5 g feste Mineralstoffe auf den Liter Wasser enthalten.

[2]) C. v. THAN, Die chemische Konstitution der Mineralwässer. Tschermaks

Nach den Stoffen, die sie vorwiegend enthalten, pflegt man die Mineralwässer in folgende Hauptgruppen einzuteilen:

Einfache Säuerlinge mit mehr oder weniger großen Mengen freier CO_2. Sie enthalten neben dieser nur geringe Mengen Eisen, Kalzium usw. Charlottenbrunn, Brückenau, Sinzig.

Erdige Säuerlinge. Reich an $MgCO_3$ und $CaCO_3$. Wildungen, Tönnisstein, Zollhaus (Johannisbrunnen), Biskirchen, Schwalheim, Göppingen usw.

Alkalische Quellen. Reich an Na_2CO_3 und $CaCO_3$. Vichy, Ems, Niederselters, Apollinaris, Neuenahr, Baden-Baden, Teplitz, Karlsbad, Salzbrunn, Spaa usw.

Kochsalzquellen mit viel NaCl, daneben oft etwas J- und Br-haltig. Wiesbaden, Kreuznach, Oeynhausen, Salzschlirf usw. Oft zugleich reich an freier CO_2, wie Nauheim, ein Teil der Quellen von Homburg v. d. H., der Kissinger Rakoczy u. a.

Bittersalzquellen. Reich an $MgSO_4$ und Na_2SO_4. Friedrichshall, Saidschitz, Hunyadi-Janos usw.

Eisen- oder Stahlquellen. Reich an $FeCO_3$. Schwalbach, Pyrmont, St. Moritz usw.

Schwefelquellen. H_2S- (und daneben meist CaS- und Na_2S-) haltig. Aachen, Nenndorf am Deister, Aix usw.

Dazu kommen endlich noch die ganz auf vulkanische Gegenden beschränkten, warmen, Kieselsinter ausscheidenden Kieselquellen, von denen schon früher die Rede gewesen ist.

Außer den angegebenen Stoffen ist es mit der Zeit gelungen, noch Spuren von vielen anderen Elementen in den Quellwässern aufzufinden; aber nicht durch Untersuchung des Wassers selbst, in welchem jene Bestandteile in so geringen Mengen vorhanden sind, daß sie selbst mit den empfindlichsten Reagenzien nicht mehr nachweisbar sind, sondern durch Untersuchung der Quellabsätze, in denen sie in angereicherter Form enthalten sind.

So erkennt man z. B. in einer Quelle, in der $FeCO_3$ analytisch nicht mehr nachgewiesen werden kann, den Eisengehalt sehr leicht durch Betrachtung ihrer Absätze, da selbst der kleinste Gehalt an $FeCO_3$ durch die Umwandlung in Oxydhydrat, die das FeO in Berührung mit der Luft erleidet, eine Bräunung der Absätze zur Folge hat. Hätte Berzelius bei seiner Untersuchung des Karlsbader Wassers nicht auch dessen Absätze (den bekannten Sprudelstein) untersucht, so würden wir vielleicht bis heute noch nichts vom Vorhandensein von F, P_2O_5 und Sr darin ahnen. In gleicher Weise

---

Mineralog. Mitteil. 11, S. 487, 1890. — Delkeskamp, Fortschritte auf dem Gebiete der Erforschung der Mineralquellen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1908, S. 403. — Vgl. auch das vom Reichsgesundheitsamt herausgegebene „Bäderbuch". Berlin 1907. — Hintz u. Grünhut, Die Mineralwässer usw. Handb. d. Balneologie I. Leipzig 1916.

hat schon WALCHNER durch Untersuchung der Ockerabsätze der Schwarzwälder Thermen in diesen Cu, As und Sb entdeckt.

Überhaupt sind bis jetzt folgende Stoffe im Quellwasser nachgewiesen worden:

1. Metalle: Na, K, Li, Cs, Rb, Ca, Mg, Sr, Ba, Al, Fe, Mn, Zn, Cu, Pb, Sn, Au, Ag, Sb, As, Ni, Co, Hg, Ra[1]).

2. Säuren und Salzbildner: CO_2, SO_3, SO_2, N_2O_5, P_2O_5, B_2O_3, SiO_2, TiO_2, H_2S, Cl, Br, J, F, S, Se.

3. Organische Stoffe: Quellsäure, Quellsatzsäure, NH_3, Ameisensäure usw.

Wie schon bemerkt, sind die genannten Bestandteile im wesentlichen als aus dem umgebenden Gestein aufgenommen, um mit SUESS zu reden, als vados zu betrachten. Man nimmt dies allgemein an, seit es F. A. STRUVE gelang experimentell nachzuweisen, daß die Bestandteile der in den Mineralwässern enthaltenen Salze sich zum größeren Teil in den von ihnen durchflossenen Gesteinen wiederfinden.

Immerhin ist dieser Satz nur mit Einschränkungen gültig. So ist schon früher (S. 433) ausgeführt worden, daß bei den Karlsbader Quellen sowohl die Kohlensäure als auch die gelösten Mineralbestandteile zum größten Teil als juvenil anzusehen sind.

Aber auch die vadosen Bestandteile stammen gewiß in vielen Fällen nicht aus der unmittelbaren Umgebung der Quelle, sondern unter Umständen aus weiterer Ferne. So ist CHELIUS[2]) gewiß im Recht, wenn er den Salzgehalt der Nauheimer Thermen nicht aus dem Stringocephalenkalk und den sonstigen devonischen Gesteinen, aus denen diese berühmten Quellen aufsteigen, sondern aus Salzlagern ableitet, die der Zechsteinformation angehören und unter dem Vogelsberg anzunehmen sind.

Dasselbe gilt für die benachbarten Quellen von Homburg und Wiesbaden, die ihren hohen Kochsalzgehalt sicherlich nicht dem natriumarmen Serizitschiefer, aus dem sie entspringen, sondern ebenfalls den Zechsteinsalzen der Wetterau verdanken. Auf denselben, am Rande des Rheinischen Schiefergebirges verlaufenden Spalten, auf denen das aus der Wetterau stammende Salzwasser emporsteigt, oder auf anderen, damit in Verbindung stehenden Spalten steigt auch die vulkanische Kohlensäure empor. Sie wird in der Tiefe unter großem Druck vom Salzwasser absorbiert und so entsteht die gasreiche Sole, die in den Heilquellen von Nauheim und Homburg zutage tritt.

---

[1]) Auf dem äußerst geringen, wenn auch sehr wichtigen Radiumgehalt der Heilquellen kann hier nicht eingegangen werden.

[2]) CHELIUS, Sonderabdruck aus dem Reisebericht des Komitees zur Veranstaltung ärztlicher Studienreisen 1903, III. Berlin 1904. — Auch DELKESKAMP (a. a. O. S. 407, 416) teilt diese Anschauung über die Herkunft des Salzgehaltes der Quellen von Nauheim, Wiesbaden usw.



Es muß übrigens hervorgehoben werden, daß der Salzgehalt der Mineralquellen, also ihre chemische Zusammensetzung keineswegs, wie man mehrfach angenommen hat, etwas Unveränderliches ist, sondern im Gegenteil einem zeitlichen Wechsel unterliegt. Dies gilt nicht nur für unsere Gegenden, sondern ebenso für die Brunnen arider Gebiete, deren Salzgehalt im allgemeinen viel stärker ist[1]).

Absätze der Quellen[2]). Solche bilden sich sowohl an der Tagesoberfläche als auch in Hohlräumen im Innern der Gesteine.

Oberflächliche Absätze entstehen da, wo das Quellwasser zum Stillstand kommt, verdunstet, die CO_2, welche die Karbonate des Fe und Ca in Lösung hielt, entweichen läßt und mit dem Luftsauerstoff in Berührung kommt. Bei heißen Wässern tritt als eine weitere Ursache zur Entstehung von Ausscheidungen ihre Abkühlung hinzu, und aus diesem Grunde sowie wegen ihres hohen Gehalts an gelösten Stoffen veranlassen gerade sie oft die Bildung besonders mächtiger Absätze.

Die häufigsten, sich an zahllosen Stellen bildenden Quellabsätze bestehen aus $CaCO_3$. Seine Abscheidung hängt in erster Linie mit dem Entweichen der überschüssigen CO_2 zusammen. Das Entweichen wird beschleunigt durch starke Bewegung des Wassers an der Luft. Daher die Erscheinung, daß der ruhig fließende Quellbach keinen Kalksinter absetzt, während die Kalkausscheidung sofort erfolgt, wenn das Wasser als dünne Schicht rasch an einem Abhang niederrieselt.

Ist das Wasser kalt, so scheidet sich $CaCO_3$ als Kalkspat aus; ist es warm, so bildet sich Aragonit.

G. Bischof teilt mit, daß eine 30° C warme Sole, die aus einem Bohrloch bei Neusalzwerk in Westfalen in einem nahezu einen Kilometer langen Kanal zur Weser abfloß, in 5 Jahren fast meterdicke Ockerabsätze erzeugte. Wie fast immer bestanden diese hauptsächlich aus Eisenocker (Limonit) und Kalksinter. Dabei war zu bemerken, daß mit zunehmender Entfernung vom Bohrloch immer weniger Ocker zum Absatz gelangte. Nach Bischof hat dies seinen Grund darin, daß das Fe sich leichter niederschlägt als das Kalkkarbonat, und zwar deshalb, weil seine Abscheidung durch zwei Ursachen bewirkt wird, nämlich durch die Oxydation des Oxyduls und durch die Verflüchtigung der freien CO_2, der Absatz des Kalks dagegen nur durch Verflüchtigung der CO_2. Wäre daher der Abflußkanal der Sole lang genug gewesen, so wäre zuletzt nur ganz reiner Kalksinter ausgeschieden worden.

---

[1]) Hintz u. Kaiser, Zur angeblichen Konstanz der Mineralquellen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 23, 122, 1915, und Kaiser und Beetz, Wassererschließung in Südwestafrika. Ebenda 27, 185, 1919.

[2]) G. Bischof, Chemische und physikalische Geologie I, 527 ff. — J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie I, S. 532. — R. Brauns, Chemische Mineralogie, S. 326.



Wie die Neusalzwerker Sole, so setzen die meisten Quellen zugleich Eisenocker und Kalk ab; doch gibt es auch solche, die fast reinen Ocker abscheiden, wie manche Säuerlinge des Laacherseegebietes. BISCHOF hat berechnet, daß diese Säuerlinge im Laufe von 10000 Jahren ein 10 m mächtiges Lager von $^3/_4$ Quadratmeilen Umfang erzeugen könnten.

Auch ein bei Oberebersbach unweit Kissingen vorhandenes, bis 3 m mächtiges Ockerlager, das als Farberde abgebaut wird und jährlich an 3000 Zentner Ocker liefert, stellt nach GÜMBEL den Absatz einer jetzt verschwundenen eisenhaltigen Quelle dar.

Ein sehr bekanntes Beispiel für mächtige Quellabsätze kalkiger Natur bietet der durch seine oolithische Struktur ausgezeichnete Karlsbader Sprudelstein. Die ganze Stadt Karlsbad steht auf einer gewaltigen Schale solcher (sich übrigens jetzt nicht mehr bildender) Ablagerungen, die neben vorwaltendem $CaCO_3$ (hier Aragonit) aus $FeCO_3$, $SrCO_3$, CaF_2, Phosphaten des Ca, Al und Fe usw. bestehen.

Mächtige und ausgedehnte Kalksinter- (Tuff-) Absätze finden sich in Deutschland besonders bei Cannstatt, Steinheim, Nördlingen usw. und an vielen Punkten in Thüringen (Weimar, Burgtonna, Greußen, Mühlhausen, Langensalza usw.). Sie stellen Abscheidungen aus Quellwässern dar, die ihren Kalkreichtum den in jener Gegend sehr verbreiteten kalkigen Triasgesteinen, insbesondere dem Muschelkalk verdanken.

Die Kalkabscheidung wird an diesen wie an anderen Punkten wesentlich beschleunigt durch die im Wasser vegetierenden Algen, Moose und andere Pflanzen. Diese entziehen dem Wasser beständig Kohlensäure, deren sie zur Assimilation bedürfen, und veranlassen dadurch die Abscheidung von Kalkkarbonat, das durch die überschüssige Kohlensäure des Wassers in Lösung erhalten wurde[1]). Die häufig bäumchen- bis büschelförmige Gestalt der Kalkabscheidungen führt uns deren Entstehung durch Überrindung von Algen, Moosen und Schilfstengeln oft noch deutlich vor Augen.

Sehr reich an sinterabscheidenden Quellen ist infolge des Kalkreichtums des Apennins Italien. Auch der Baustein des heutigen sowie des alten Roms ist ein Kalktuff oder „Travertin“ (entstanden durch Verstümmelung der antiken Bezeichnung *lapis tiburtinus*). Die berühmten Wasserfälle von Tivoli sind so kalkreich, daß alle dem Wasserstaub ausgesetzten Gegenstände sich in kurzer Zeit mit einer kristallinischen Kalkrinde überziehen.

Noch reicher an kalten und warmen inkrustierenden Quellen ist Kleinasien. Beim alten Hieropolis (unweit Smyrna) erhebt sich eine 100 m hohe und 4 km lange schneeweiße, im Laufe der Jahrtausende durch die Tätigkeit

[1]) COHN, Entstehung von Travertin bei Tivoli. Neues Jahrb. f. Min. 1864, S. 580. — Vgl. auch ANGELSTEIN, Über CO_2-Assimilation submerser Wasserpflanzen in Bikarbonat- und Karbonatlösungen. Beitr. z. Biologie d. Pflanzen X, 1. Breslau 1911. — BURGER, Über schwäbische Kalktuffe. Diss. Tübingen 1911.



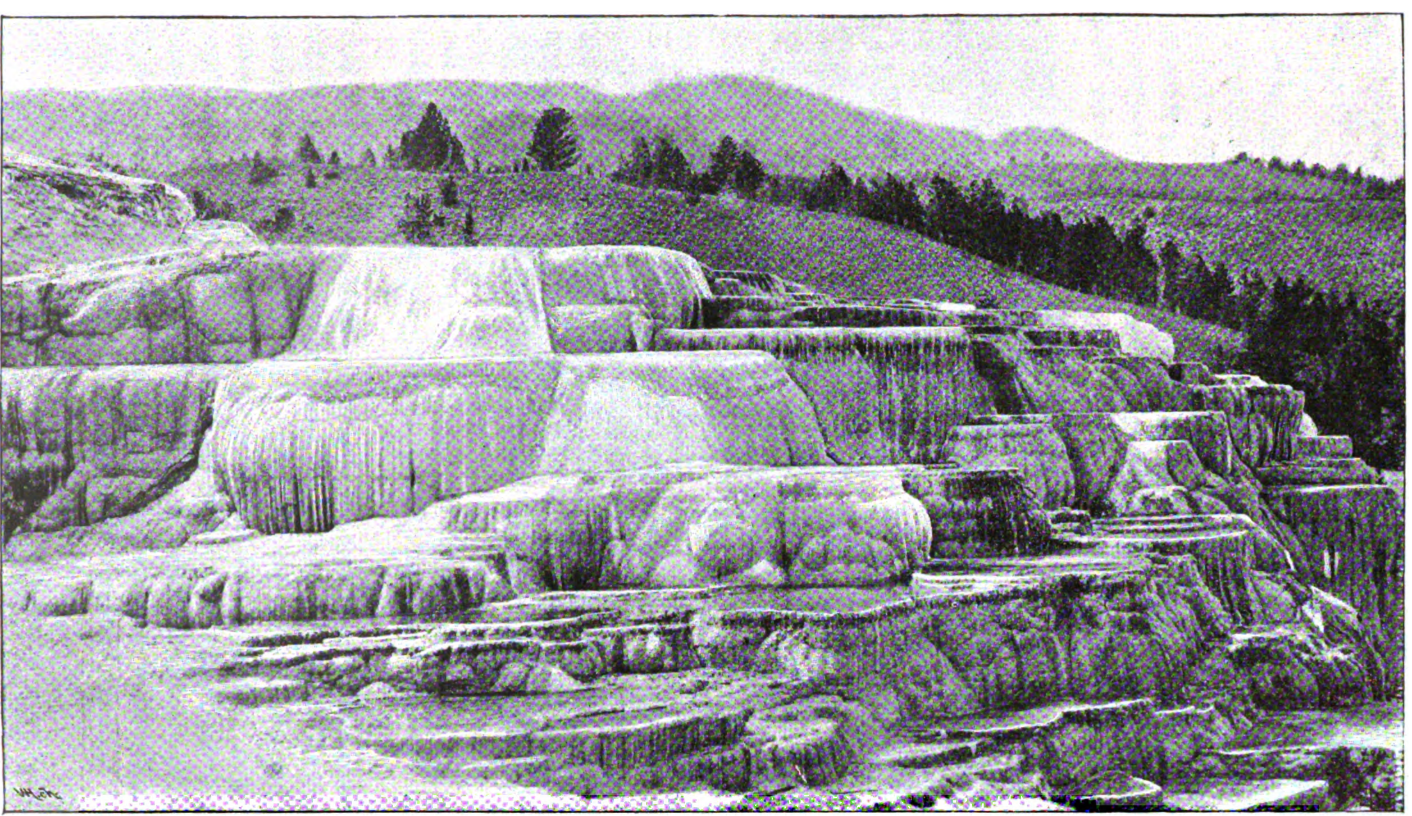


Fig. 331. Kalksinterterrassen bei Mammoth Hot Springs im nordamerikanischen Nationalpark. Nach Photographie.

der dortigen Thermen aufgebaute Mauer von Kalksinter, das sogenannte Baumwollenschloß[1]). Ähnliche, wenn auch nicht so großartige Sintermauern haben die (95°) heißen Quellen von Hâmmam Meskutin in der Provinz Constantine (Algerien) abgesetzt.

Daß auch anderweitig durch heiße Quellen großartige Sinterbildungen erzeugt werden, beweist die vorstehende Abbildung eines Stückes der berühmten, bis 30 m hohen Travertinterrassen von Mammoth Hot Springs am Nordeingang des Yellowstone-Nationalparks. Eine wesentliche Rolle für die Sinterabscheidung spielen hier wie auch bei den zahllosen Kieselsinter absetzenden Quellen des Nationalparks gewisse Algen (*Leptothrix*, *Mastigonema* u. a.), die noch bei Wassertemperaturen von 85° C vegetieren[2]) und deren lebhaftes Grün und Orange auffällig vom Weiß des Sinters und vom Blau des Thermalwassers absticht. Bemerkenswert ist, daß bei diesen amerikanischen Quellabscheidungen die gleichen Formen wiederkehren wie

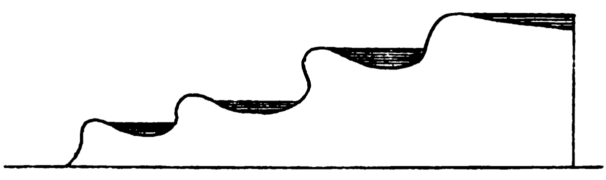


Fig. 332. Durchschnitt durch thermale Sinterterrassen.

bei den kleinasiatischen, algerischen und neuseeländischen Kalk- und Kieselsinterbildungn: nämlich zahlreiche übereinanderliegende Stufen, die oben flache Becken oder Schalen bilden, während ihr (mit Tropfsteinbildungen überkleideter) Absturz eine überhängende Wand zu bilden pflegt, so daß sie im Querschnitt etwa das Bild von Fig. 332 liefern würden.

Noch weit rascher als an den erwähnten Stellen geht die Kalksinterabscheidung an vielen Stellen der Tropen vor sich. So soll sich der Roaringfluß in Jamaika durch seine Travertinabsätze zuweilen selbst sein Bett verlegen.

Sehr deutlich zeigt sich im kleinen die Wirkung kalkhaltiger Gewässer oft da, wo sie in lockere Gesteine, wie Sand und Geröllboden eindringen. Fast jedes Geröllstück ist in solchen Fällen mit einer dünnen Kalkrinde überzogen. Im Sande bilden sich unregelmäßige zylindrische Röhren oder Zapfen, die namentlich Baumwurzeln umkleiden (sogenannte *Osteocolla*). Auch Eisenoxydhydrat wird in ähnlicher Weise ausgeschieden. Namentlich im Sande verbreitet es sich gern in wagrechten Lagen, indem es die Sandkörner zu einem unreinen Brauneisenstein verkittet.

---

[1]) E. Réclus, La Terre I, S. 305.
[2]) Webd, 9. ann. rep. U. St. Geol. Surv. 1889, S. 619.

Absätze der Gewässer im Innern der Gesteine bilden sich da, wo die durch Auflösung und Auslaugung entstandenen mineralischen Lösungen in Hohlräume gelangen, in denen das Wasser verdunstet und in Berührung mit der im Hohlraume befindlichen atmosphärischen Luft einen Teil seiner Kohlensäure verliert. Solche Hohlräume sind besonders die Drusen- und Blasenräume vieler kristalliner Massengesteine, ferner Klüfte, Gangspalten und unterirdische Höhlen.

Mandeln (*géodes*) entstehen durch Ausfüllung blasiger Hohlräume, wie sie sich in vielen Eruptivgesteinen, besonders in Melaphyren und Basalten finden. Es sind rundliche, zuweilen bis über kopfgroß werdende, haupt-



Fig. 333. Festungsachat von Oberstein.



Fig. 334. Nachahmung der Achatringe durch Diffusionsvorgänge.

(Nach R. Liesegang, Die Achate, Dresden-Leipzig 1915, S. 3 u. 11.)

sächlich aus Chalzedon bestehende Massen. Man stellte sich früher ihre Entstehung allgemein so vor, daß das in den Hohlraum eintretende Wasser nicht Tropfen gebildet, sondern sich durch Adhäsion an den Wandungen des Drusenraums ausgebreitet und durch seine Abscheidungen allmählich die Mandel erzeugt habe, die dementsprechend von außen nach innen wachsen mußte. Änderte sich mit der Zeit die Beschaffenheit der gelösten Stoffe, so mußte dies natürlich auch eine Änderung der entstehenden Abscheidungen zur Folge haben. Daß dieser Fall nicht selten eingetreten ist, sollten unter anderem die Achatmandeln von Oberstein a. d. Nahe beweisen, die über einer äußeren grünerdeartigen Rinde zuerst eine Chalzedon- und dann eine Amethystlage aufweisen, über welcher zuweilen als jüngste Bildung noch Kalkspat auftreten kann.

Eine von der obigen sehr abweichende Erklärung für den oftmals hundertfältigen Wechsel von eisenoxydfreien und eisenoxydhaltigen Chalzedonlagen der Achate hat in neuester Zeit R. LIESEGANG[1]) gegeben. Er führt diesen Wechsel auf Diffusionsvorgänge zurück, die sich beim Eindringen von eisenhaltigen Lösungen in einen mit Kieselsäuregallerte erfüllten Drusenraum[2]) abgespielt hätten. In der Tat gelingt es, die Achatbänderung dadurch künstlich nachzuahmen, daß man eine kaliumchromathaltige Gelatinegallerte in



Fig. 335. Dendriten im Buntsandstein. Gelnhausen. (Urstück im Geol. Museum, Marburg.)

eine Lösung von Silbernitrat bringt. Dieses diffundiert dann allmählich in die Gallerte hinein und es entstehen periodische Niederschläge von Silberchromat, die täuschend den Ringen der Achate gleichen (Fig. 334).

Eine andere sehr verbreitete hierhergehörige Erscheinung sind die sogenannten Dendriten. Sie kommen in den allerverschiedensten Ge-

---

[1]) LIESEGANG, Die Achate 1915.

[2]) Das Vorkommen von Kieselsäuregel als Rückstand der Silikatzersetzung in Hohlräumen der Gesteine ist in der Tat mehrfach beobachtet worden. So von G. SPEZIA als Ausfüllung einer 10 cm breiten Spalte im Gneis des Simplontunnels. (Acad. Torino 34, S. 705, 1899.)

steinen — in besonderer Schönheit und Größe auf den Schichtflächen des lithographischen Kalkes von Solnhofen — vor und stellen überaus dünne dunkle, aus Fe- und Mn-Oxyden bestehende Absätze der sich auf Schicht- und Kluftflächen bewegenden Lösungen dar. Wegen ihrer moos- bis bäumchenförmigen Gestalt werden sie von Unkundigen oft für Pflanzenversteinerungen gehalten (Fig. 335).

Über die durch Ausfüllung von Spalten im Gestein entstandenen

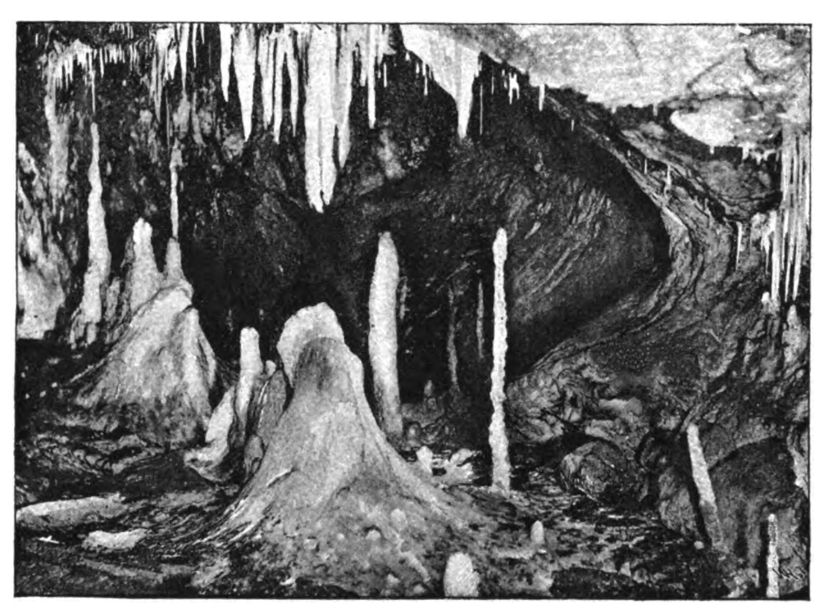


Fig. 336. Ansicht eines Stückes der Hermannshöhle bei Rübeland im Harz. Nach H. Kloos und Müller, Die Hermannshöhle usw. Weimar 1889.

Mineral- und Erzgänge sollen später besondere Mitteilungen gemacht werden.

In betreff der Höhlenabsätze endlich sei bemerkt, daß sie infolge des Umstandes, daß Höhlen ganz überwiegend im Kalkgebirge auftreten, vorwaltend aus Kalkspat bestehen. Auch hier breiten sich die kalkhaltigen Wässer mitunter an den Wandungen der Höhle aus und erzeugen krustenförmige Überzüge. Meistens aber fallen sie von einzelnen Punkten der Decke in Tropfen herab, und dann entstehen lange zapfenförmige Tropfsteinbildungen. Die von oben herabhängenden, nach unten wachsenden Tropfsteine werden Stalaktiten, die durch herabfallende Tropfen entstehenden, nach oben wachsenden Stalagmiten genannt (Fig. 336).

Seltener sind Absätze von Quarz, Schwerspat[1]) und Schwefelmetallen (Eisenkies, Bleiglanz, Blende), wie sie sich in den Höhlen des dolomitischen

[1]) Eine Quelle bei Lautenthal am Harz.

Silurkalks in den Bleiregionen des oberen Mississippi abwechselnd mit Kalksinterlagen finden; noch seltener solche von Steinsalz und anderen leicht löslichen Salzen (Eisen-, Kupfer-, Zink-, Kobaltvitriol usw.), wie sie in Salzbergwerken, bzw. alten Grubenbauten (Rammelsberg bei Goslar, Vitriolgrotten von Garnsdorf bei Saalfeld usw.)[1]) entstehen.

Die Höhlen oder sogenannten Schlotten im Gipsgebirge (so im Mansfeldschen) sind in ähnlicher Weise mit Gipskristallen, die Höhlungen im Gneis der Berner Alpen (die sogenannten Kristallkeller) mit Bergkristallen ausgekleidet.

Auswaschungserscheinungen und deren Folgen.

Geologische Orgeln, Dolinen, Karsttrichter und -wannen, Höhlen, Auslaugungstaschen.

Wie oben ausgeführt, gehören Gips, Kalkstein und Dolomit zu den am leichtesten löslichen, in großen Massen in der Natur vorkommenden Gesteinen. Daraus ergibt sich eine Reihe häufiger geologischer Erscheinungen.

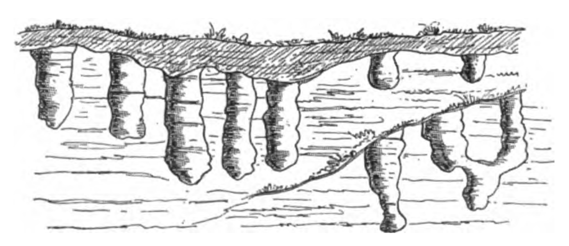


Fig. 337. Geologische Orgeln im Jurakalk von Poitiers. Nach LONGUEMAR.

So einmal die **geologischen Orgeln.** Man versteht darunter zylindrische, kessel- bis schachtförmige, oder auch unregelmäßig trichter- bis sackförmige Austiefungen am Ausgehenden von Kalksteinen. Sie entstehen nach gewöhnlicher Annahme[2]) durch die auflösende Tätigkeit der auf vertikalen Klüften ins Gestein eindringenden Sickerwässer und sind eigentlich nichts anderes als örtliche Erweiterungen solcher Klüfte in der Nähe der Tagesoberfläche. Die Engländer bezeichnen sie als *sink holes*, die Franzosen als *puits naturels*. Sie kommen auch im Gips vor und sind häufig mit nachgesunkenen Teilen der überliegenden Schichten erfüllt (Fig. 337).

Erlangen solche Gebilde bedeutendere Größe, so bezeichnet man sie wohl auch als Naturschächte. Solche sind in Südfrankreich, Istrien, Dalmatien und anderen ausgedehnteren Kalkgebieten eine häufige Erschei-

[1]) R. HUNDT, Naturw. Wochenschr. 1915, S. 231.

[2]) Nach J. BRUNHES wären, wie die Strudel- oder Riesentöpfe, so auch wenigstens ein Teil der geologischen Orgeln durch die Wirbelbewegung stürzender Wässer entstanden.

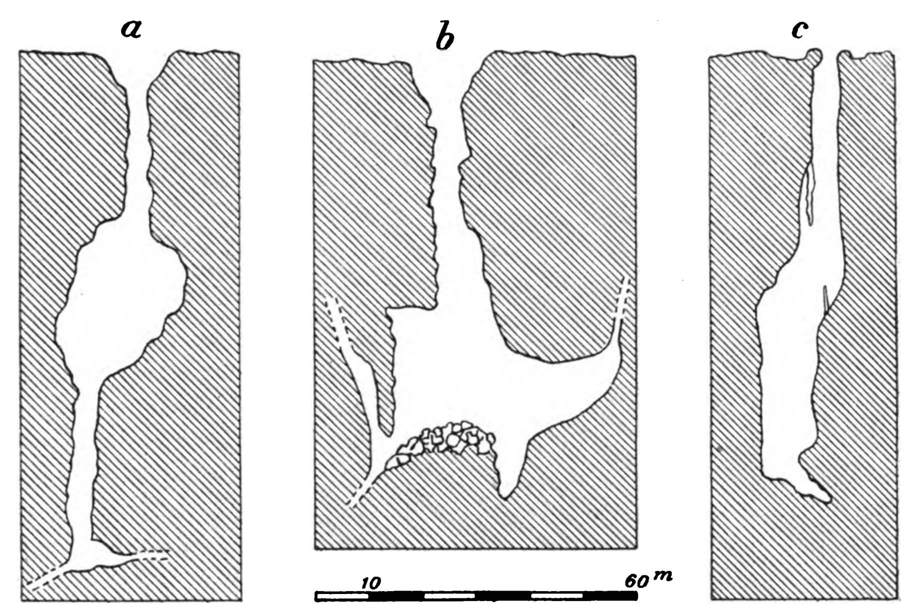


Fig. 338. Durchschnitte durch drei französische N a t u r s c h ä c h t e. Nach MARTEL. *a* Schacht von la Bastide, *b* von Deïdou, *c* von Cloupman (Cevennen).

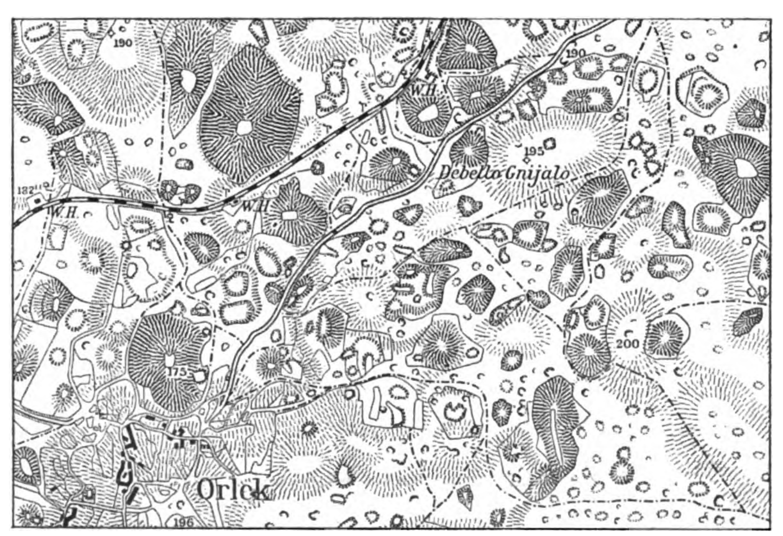


Fig. 339. Kartenbild einer D o l i n e n l a n d s c h a f t des Karstes unweit Triest. Maßstab 1 : 20000.

nung[1]). Sie können bis über 100 m tief werden und stehen oft mit unterirdischen Hohlräumen in Verbindung (Fig. 338).

[1]) E. A. MARTEL, Les abimes, les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie. Paris 1894.

Eine den geologischen Orgeln und Schächten verwandte Erscheinung stellen die **Auswaschungs-** oder **Karsttrichter** dar[1]). Es sind trichterförmige Vertiefungen, in deren Grunde die Regenwässer, mitunter auch ganze Bäche verschwinden, um ihren Lauf unterirdisch fortzusetzen. Sie sind auf allen Kalkplateaus — so bei uns besonders auf dem des Schwäbischen und Fränkischen Juras — eine ganz gewöhnliche Erscheinung. In besonders charakteristischer Ausbildung aber finden sie sich im Karst und seiner Fortsetzung nach Dalmatien, Bosnien, Albanien usw., wo sie über 30 m tief werden. Hier wie auf anderen hochliegenden Kalktafeln sind die mit zusammengespültem Erdreich erfüllten Trichter oft auf weite Erstreckung die einzigen kulturfähigen Stellen,

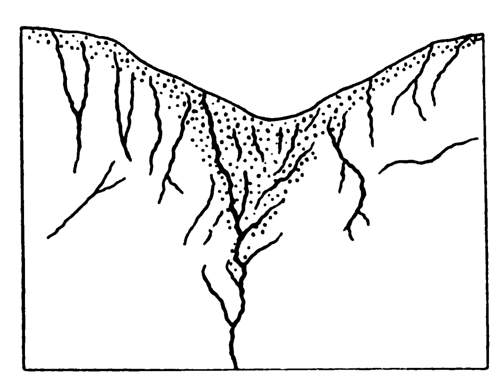


Fig. 340. Durchschnitt einer Doline bei Unterloitsch in Krain. Nach Cvijić.

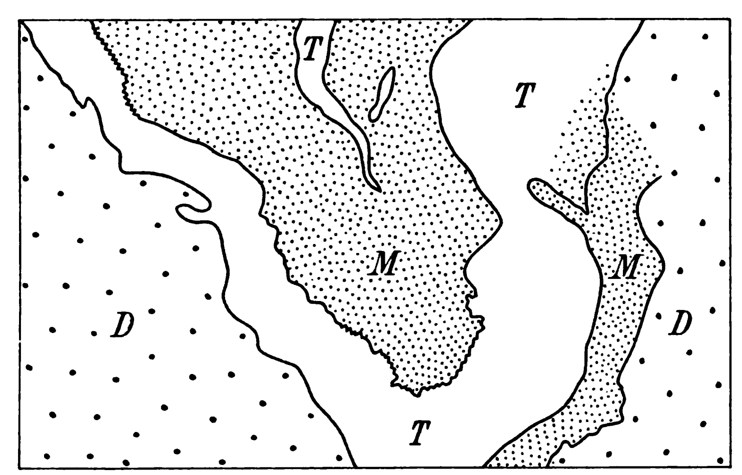


Fig. 341. Mit manganhaltigem Brauneisen (M) und tertiären Tonen und Sanden (T) erfüllte Auslaugungstasche im Dolomit (D) der Lindner Mark. Nach Photographie von Bergrat Schottler.

deren üppiger Pflanzenwuchs im auffälligsten Gegensatz zu der Kahlheit ihrer Umgebung steht.

---

[1]) Tietze, Zur Geologie der Karsterscheinungen. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1885. — Mojsisovics, Desgleichen. Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins 11—13. — Reyer, Über das Karstrelief. Wien 1881. — J. Cvijić, Das Karstphänomen. Pencks Geogr. Abh. V, 3, 1898. — Katzer, Karst und Karsthydrographie. Sarajewo 1909.

Daß auch in geologischer Vorzeit ähnliche Auslaugungen im Kalk und Dolomit stattgefunden haben, zeigt die Fig. 341 abgebildete, mit tertiären Tonen und Sanden, Manganerz und Brauneisenstein erfüllte Tasche am Ausgehenden des mitteldevonischen Dolomits der Grube Lindner Mark bei Gießen.

Hierher gehören weiter die eigentümlichen **Dolinen** des Karstgebietes: rundliche, schüssel- bis trichterförmige Vertiefungen auf dem Kalkplateau und seinen Abhängen, sowie die mehr in die Länge gezogenen Karstwannen. Sie treten teils vereinzelt, teils in großer Zahl nebeneinander auf (Fig. 339) und verleihen dann der betreffenden Gegend „das Aussehen

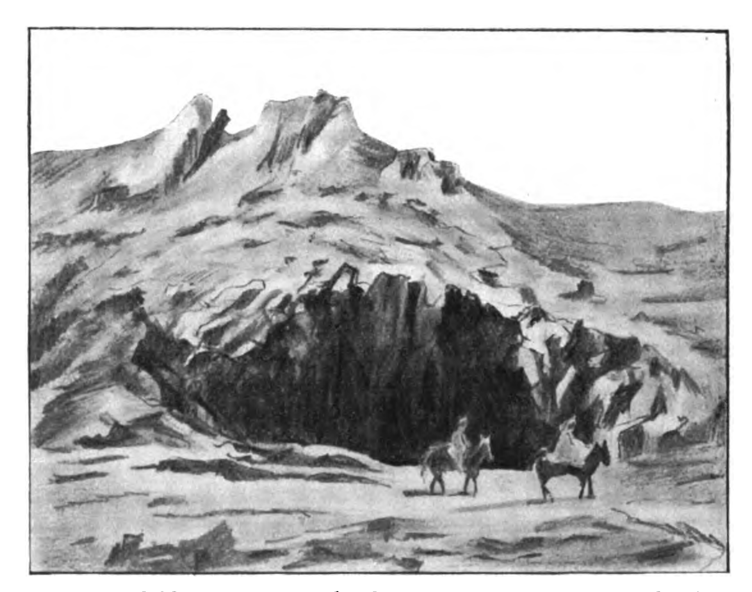


Fig. 342. Abbildung einer griechischen Katavothra. Nach MARTEL.

eines pockennarbigen Gesichts“. Gewöhnlich von geringerer Größe, können die Dolinen mitunter bei einem Durchmesser von 20—120 m eine Tiefe von 20 und mehr Meter erreichen. Daß ihre Bildung durch plötzliche Bodensenkung erfolgen kann, hat FR. KATZER[1]) in Bosnien beobachtet.

Auch die sehr viel größeren, eine ebene Sohle besitzenden Einsenkungen der sogenannten Poljen[2]) der fraglichen Gegenden — das Polje von Livno in Westbosnien hat eine Größe von 380 qkm — hat CVIJIĆ als mit den Dolinen nahe verwandte Gebilde aufgefaßt. Nach PENCK und BERG würden sie durch fortschreitende Vertiefung von Karstwannen entstanden sein, während sie nach ALFR. GRUND[3]) tektonische Senkungsfelder darstellen. Dagegen sind

[1]) KATZER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1905, Prot. S. 233.

[2]) ECKERT, Über Poljen, Dolinen usw. Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins 1905, S. 17.

[3]) GRUND, Die Karsthydrographie. Pencks Geogr. Abh. 1903, VII, S. 3.

die griechischen Katavothren jedenfalls gleich den Dolinen ein Werk der chemisch-mechanischen Arbeit des Wassers (Fig. 342).

Bemerkenswert ist der von STACHE, MOJSISOVICS, DIENER und anderen österreichischen Geologen schon lange nachdrücklich betonte innige Zusammenhang aller aufgeführten Bildungen, der sogenannten Karsterscheinungen, mit Sattellinien, Bruch- und Verwerfungsspalten. Er erscheint sehr begreiflich, wenn man erwägt, daß die Arbeit des Wassers in erster Linie von solchen tektonischen Linien aus stattfinden mußte. Alle Karsterscheinungen sind an Gebiete gebunden, wo sich die Auswaschung ganz überwiegend unterirdisch betätigt, die schwache oberflächliche Erosion aber nicht flächenhaft, sondern von einzelnen Linien aus nach der Tiefe arbeitet.

Eine andere, in allen Kalk-, Dolomit- und Gipsgebieten häufige Auswaschungserscheinung sind die **Höhlen**[1]. Sie entstehen indes nicht in allen genannten Gesteinen, sondern nur in solchen, die dickbankig oder massig

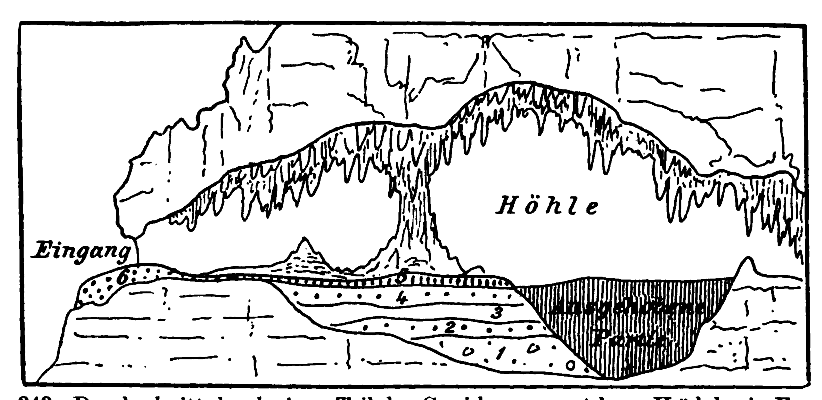


Fig. 343. Durchschnitt durch einen Teil der Gailenreuther Höhle in Franken. Nach GÜMBEL (Grundzüge der Geologie S. 997. Kassel 1888).
_1_ Kalkschutt und brauner Knochenlehm, _2_ und _4_ Kalksinterlage, _3_ Knochenlehm, _5_ modrige Kulturschicht, _6_ Höhlenschutt.

und dabei zerklüftet sind. Die Höhlenbildung ist also auf bestimmte Kalke beschränkt und ihre Entstehung erfolgt von Klüften und Spalten aus, auf denen die Sickerwässer in die Tiefe sinken. In anderen Fällen kommt ihre Entstehung auf Rechnung von Quellen, welche die Klüfte, die ihnen als Wege dienten, mehr und mehr erweiterten.

[1]) SCHMIDL, Die Grotten und Höhlen von Adelsberg usw. Wien 1854. — FUHLROTT, Die Höhlen und Grotten in Rheinland-Westfalen. Iserlohn 1869. — KLOOS und MÜLLER, Die Hermannshöhle bei Rübeland. Weimar 1889. — BOYD DAWKINS, Die Höhlen und Ureinwohner Europas (deutsch von SPENGEL). Leipzig 1876. — FR. KRAUS, Höhlenkunde. Wien 1894. — W. v. KNEBEL, Höhlenkunde. Braunschweig 1906, Vieweg.

Häufig gibt sich in der Verteilung und Längsausdehnung der Höhlen, ebenso wie bei den Karsttrichtern, eine nahe Beziehung zu den Störungslinien des Gebirges zu erkennen. Nach BOYD DAWKINS liegen viele bedeutende englische Höhlen in der Fortsetzung enger Täler und Schluchten, mit denen sie zweifellos durch Spalten in Verbindung stehen. Nicht selten tritt in solchen Fällen der in der Schlucht abfließende Bach aus der Wand hervor, die jene von der Höhle trennt — ein Beweis, daß die Schlucht ihre Entstehung nur dem Einsturz einer früheren Höhle verdankt.

Die meisten Höhlen sind sehr unregelmäßig gestaltet und stellen eine Reihe gewölbeartiger, durch enge Gänge und Schlünde untereinander verbundener Weitungen dar. Ihre Mündung pflegt an Talgehängen zu liegen, ist indes meist durch Schutt verdeckt.

Als Rückstand der Auslaugung des Kalks bleibt fast immer ein eisenhaltiger Lehm, der sogenannte Höhlenlehm (3 in Fig. 343) zurück, der sich am Boden der Höhle ansammelt und oftmals Reste von Diluvialtieren (Höhlenbär u. a.) und vom geschichtlichen und vorgeschichtlichen Menschen enthält.

Manche Höhlen enthalten Bäche, Flüsse, Wasserfälle, Stromschnellen und Seen; andere enthielten sie früher und beherbergen daher geschichtete Kies- und Sandablagerungen. So die Hermannshöhle bei Rübeland.

Von den Tropfsteinbildungen der Kalkhöhlen ist schon früher die Rede gewesen.

Viele Kalkgebirge, wie der Karst, sind von Höhlen ganz durchzogen. Sie scheinen hier einem weitverzweigten unterirdischen Flußnetze zu entsprechen. In Deutschland finden sich die bekanntesten Höhlen im Harz, in Westfalen und im Frankenjura. Auch der belgische Kohlenkalk enthält zahlreiche, zum Teil sehr umfangreiche Höhlen. Die größte Höhle Europas ist die Adelsberger Grotte im Karst, deren Gesamtlänge 4—6 km beträgt. Noch ungleich größer ist die Mammoth cave in Kentucky, deren Gänge mit allen ihren Verzweigungen über 200 km Länge besitzen sollen. Sie ist weitaus die größte bekannte Höhle der Erde. Ihr zunächst steht die Wyandotthöhle in Indiana mit 37 km Länge.

Liegt eine Höhle nicht sehr tief, so kann ihre fortgesetzte Vergrößerung leicht Einstürze herbeiführen. Dadurch können Erschütterungen veranlaßt werden, die den Charakter von schwachen Erdbeben haben. Man darf annehmen, daß manche beschränkte Erdbeben, die in Gebieten mit unterirdischen Gips- und Salzstöcken stattfinden, auf derartige, mit unterirdischen Auswaschungen zusammenhängende Einstürze zurückzuführen sind. So die Beben, die im Sommer 1855 im Visptale in der Schweiz stattfanden.

Solche Einstürze können sich, genau so wie alte zu Bruch gehende Grubenbauten, bis an die Oberfläche fortpflanzen und hier trichterförmige Senkungen erzeugen, die man als **Erdfälle** bezeichnet. Auch sie zeigen oft

sehr deutlich eine geradlinige Anordnung, offenbar längs Spalten, auf denen die Wässer zur Tiefe sinken und von denen die Auswaschung ausgegangen ist.

Das ganze Ausgehende der Zechsteinformation am Nordrande des Thüringer Waldes und am Südrande des Harzes (Fig. 344) weist zahlreiche Erdfälle auf, die häufig mit Wasser gefüllt, eine ganze Zone von Weihern und kleinen Seen bilden. Auch einige größere Seen jener Gegend, wie die Mansfelder, sind nur als große, durch unterirdische Gipsfortführung verursachte Erdfälle anzusehen. Die Gipsstöcke des Röts und Muschelkalks veranlassen ebenfalls oft Erdfälle.

Da die Gipsauslaugung in der Tiefe unausgesetzt fortschreitet, so ist es sehr begreiflich, daß noch heute neue Erdfälle entstehen. Ein ganz neuer

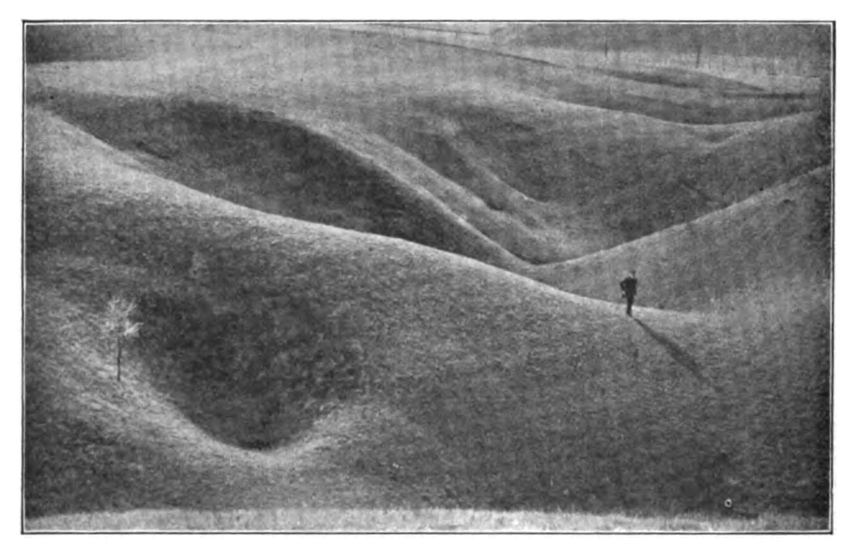


Fig. 344. Erdfälle von Uehrde bei Osterode am Harz. Nach Photogr. von v. KITZING. Nach BEHME (Geologischer Führer der Umgebung von Klausthal 1909, S. 123, Fig. 152).

Fall der Art hat sich im April 1913 an der Landstraße zwischen Ibbenbüren und Hopsten zugetragen. Im Haideboden entstand hier plötzlich eine etwa 100 m große und 10 m tiefe kreisförmige Senkung, die, wie in den meisten ähnlichen Fällen in Nord- und Mitteldeutschland, auf Auslaugungen in dem in geringer Tiefe unter dem Diluvium anstehenden gipsführenden Zechstein zurückzuführen ist[1]).

Eine weitere Wirkung unterirdischer Gesteinsauswaschungen sind **Lagerungsstörungen** in den darüberliegenden, ihrer Stütze beraubten Schichten. Solche Störungen sind da, wo in der Tiefe größere Salz- und Gipsmassen ausgelaugt werden, nicht selten.

[1]) O. TIETZE, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, I, S. 648. Berlin 1914.

So im Mansfeldschen im Gebiete der oberen Zechsteinformation. Die ihr Hangendes bildenden Schichten des unteren Buntsandsteins sind hier stellenweise in auffälliger Weise gestört, gestaucht, geknickt und gefältelt, während die Schichten des mittleren und unteren Zechsteins völlig ungestört sind.

Ähnlich verhält es sich in Thüringen im Gebiete des Röts und Keupers.

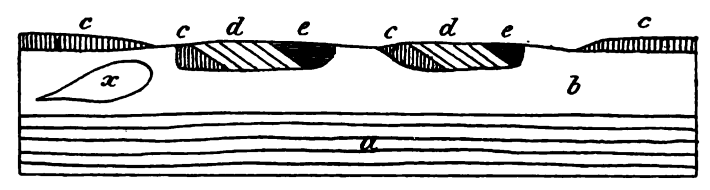


Fig. 345. Störungen infolge von Gesteinsauswaschungen in den Triasschichten des Werratales unterhalb Kreuzburg. Maßstab 1 : 8000. Nach v. Seebach. *a* Wellenkalk, *b* mittlerer Muschelkalk, *x* Gipsstock darin, *c* Trochitenkalk, *d* Nodosenschichten, *e* Lettenkohle.

Durch örtliche Auflösung der Gipsstöcke des mittleren Muschelkalks sind hier in den überliegenden Schichten sehr auffällige Senkungen und Verschiebungen bewirkt worden, die dort, wo der Gips noch vorhanden ist, fehlen. Die unter dem Gipshorizont liegenden Schichten sind nirgends gestört (Fig. 345).

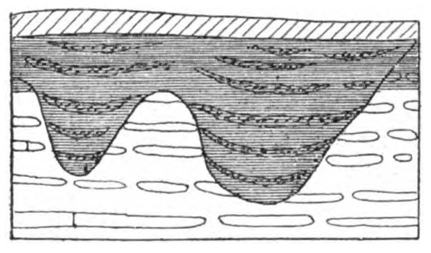


Fig. 346.

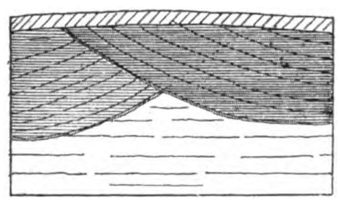


Fig. 347.

Auslaugungstaschen in belgischen Tertiärschichten. Nach van den Broeck.

Daraus ergibt sich mit Sicherheit, daß die Ursache dieser Störungen nur in Gipsauswaschungen gesucht werden kann.

Störungserscheinungen etwas anderer Art stellen die in jüngeren kalkigmergeligen Ablagerungen nicht seltenen Auslaugungstaschen dar[1]). Wo in solchen Schichten die Tageswässer niedergehen, wird örtlich der Kalkgehalt des Kalzium-Eisenkarbonats gelöst, das Eisen aber in Oxydhydrat verwandelt. Gewöhnlich geht diese Zersetzung innerhalb taschen- bis trichterförmiger, scharf gegen ihre Umgebung begrenzter Räume vor sich. Da mit

[1]) van den Broeck, Mém. acad. Roy. de Bruxelles 1882, Bd. 44.

diesem Vorgange ein Raumverlust verbunden ist, so vollziehen sich in solchen Taschen häufig Setzungen oder Sackungen, ja kleine Faltungen der Schichten (Fig. 346), während die umgebenden frischen Gesteinsschichten ungestört sind. Manchmal stecken mehrere Taschen ineinander, eine jede an der ihre Wandungen auskleidenden Eisenhaut kenntlich. Mitunter greift auch eine Tasche von der Seite her in die Nachbartasche ein. Die nach der Mitte zu gesenkten Schichten der einen Tasche können dann derart an denen der benachbarten abschneiden, daß der Anschein von Kreuzschichtung entsteht (Fig. 347).

Erdfließen, Abrutschungen, Bergstürze und verwandte Erscheinungen.

Gekriech, Erdfließen (Solifluktion). Durch chemische Zersetzung und mechanische Zerrüttung fallen alle Gesteine der Erdoberfläche mit der Zeit der Verwitterung anheim. Der entstehende Schutt häuft sich am Fuße der Berg- und Talgehänge in Form von Schutthalden an, die nicht an Ort und Stelle verbleiben, sondern in fortwährender, wenn auch meist sehr langsamer Abwärtsbewegung begriffen sind. Penck hat für dies langsame Abgleiten des Verwitterungsschuttes den Ausdruck „Kriechen", für den Schutt selbst die Bezeichnung Gekriech vorgeschlagen[1]).

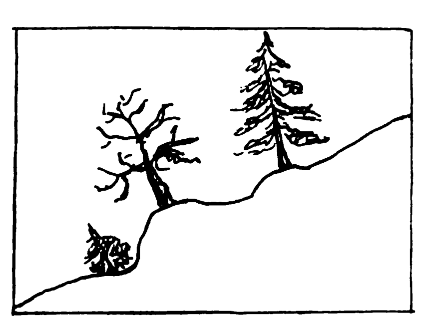


Fig. 348. Stark kriechendes Gehänge mit den bezeichnenden Aufwulstungen des Bodens und Abwärtsneigung der Bäume.

Die Schuttmassen am Fuße der meisten Talgehänge befinden sich in langsamer Kriechbewegung, die besonders in nassen Zeiten statthat. Wo diese Bewegung stärker wird, bilden sich als eine bezeichnende Erscheinung wulstförmige Aufbiegungen des Bodens, mit denen eine Schrägstellung der Bäume verbunden ist. Kommt die Bewegung für einige Jahre zum Stillstande, so wachsen deren Stämme und Äste wieder gerade in die Höhe, was namentlich bei Tannen und Kiefern oft sehr auffällig hervortritt (Fig. 348).

Steigert sich infolge starker Durchtränkung die Bewegungsschnelligkeit des Gekriechs, so ergibt sich daraus die Erscheinung, die Andersson als Solifluktion („Erdfließen" oder „Erdfluß") zuerst von der Bäreninsel beschrieben hat[2]): es bilden sich Schuttströme, die bald aus feinsandigem

---

[1]) Besonders eingehend sind die Erscheinungen des Kriechens von G. Götzinger in der Flyschzone des Wiener Waldes untersucht worden (Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Pencks Geogr. Abh. Bd. IX, H. 1. Leipzig 1907).

[2]) Andersson, Journ. of Geology 1906, S. 91.

oder schlammigen, bald aus gröberem Material oder auch aus großen, wenig gerundeten Blöcken bestehen und in ihrer Form oft viel Ähnlichkeit mit Gletschern zeigen. Derselbe Forscher hat später ähnliche Blockströme von den Falklandsinseln, CAPPS[1]) aus Alaska beschrieben, und die Besucher des Petersburger zwischenvölkischen Geologenkongresses (1897) hatten Gelegenheit, ganz ähnliche, aus kantigen Quarzitblöcken bestehende, die Sohle hochliegender Talanfänge erfüllende Steinströme im Ural kennen zu lernen

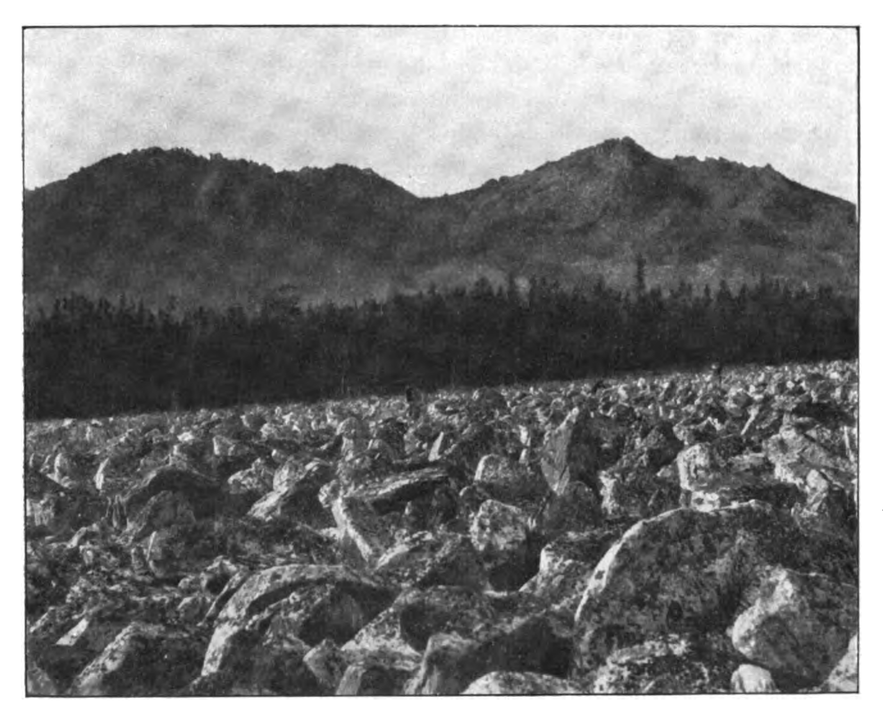


Fig. 349. Blockstrom in der Senke zwischen Großem und Mittlerem Taganai im Südural (Gegend von Slataust).
Nach Photographie des Russischen Geologischen Komitees.

(Fig. 349). Sie scheinen in allen kälteren Gebieten der Erde, insbesondere aber in der Polarregion eine verbreitete Erscheinung zu sein.

In dieser sind die Wirkungen des Bodenflusses besonders durch B. HÖGBOM[2]) auf wiederholten Besuchen von Spitzbergen untersucht worden. Von den stromartig von den Berggehängen herabkommenden Fließerdemassen

---

[1]) CAPPS, Journ. of Geology 1910. — Vgl. auch E. HOWE, U. St. Geol. Surv. Prof. Pap. 1909, S. 67.

[2]) HÖGBOM, Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. Geol. Inst. Upsala 1914, Bd. XII, S. 257. — Vgl. auch K. SAPPER, Das Erdfließen in polaren Gebieten. Geol. Rundsch. 1913, Bd. IV, S. 103.

dieser Insel gibt unsere frühere Abbildung Fig. 287, S. 385 eine gute Vorstellung.

Während in unseren Breiten das Ausmaß der Abwärtsbewegung infolge von Bodenfluß verhältnismäßig gering ist und je nach dem Grade der Neigung des Gehänges und der Durchfeuchtung des Bodens nicht mehr als 3—5 cm im Jahre beträgt, pflegt es in Gebieten nivalen oder subnivalen Klimas ebensoviele Dezimeter bis Meter zu betragen. Högbom erklärt dies daraus, daß in hohen Breiten der tiefere Untergrund stets gefroren und unbeweglich ist, während die obere Bodenlage, „die Oberhaut", wegen des häufigen Wechsels von Frost und Auftauen sich in beständiger Bewegung befindet.

Auch unter Wasser können Schuttrutschungen eintreten. So an Seeufern infolge von Überlastung durch künstliche Aufschüttungen oder Uferbauten oder durch Deltaablagerungen. Da solche Aufschüttungen auf einer Schlammschicht aufliegen, so können sie — namentlich wenn bei niedrigem Wasserstande der Gegendruck des Wassers gering ist — leicht versinken. Der unterliegende Schlamm wird dann nach der Seeseite ausgepreßt und ergießt sich als Schlammstrom über den Seegrund. Arnold Heim hat derartige Abgleitungen unter der Bezeichnung „Subsolifluktion" beschrieben[1]). Besser erscheint der Ausdruck „Unterwasserrutschungen".

Bergstürze[2]) können durch verschiedene Ursachen herbeigeführt werden. So einmal durch das Eindringen der Verwitterung, wodurch das Gestein allmählich so gelockert wird, daß die Neigung der Böschung ihr Höchstmaß (die „Maximalböschung") überschreitet, also übersteil wird, was notwendigerweise zu einem Absturz der überliegenden Teile des Gehänges führen muß. Eine weitere Ursache liegt vielfach darin, daß der unterste Teil des Gehänges durch Flußerosion oder durch menschliche Eingriffe (Steinbruchsanlage u. dgl. m.) angeschnitten und dadurch auch wieder eine übersteile Böschung geschaffen wird, die sich auf die Dauer nicht zu halten vermag. Eine noch andere Ursache liegt mitunter in der Überlastung des Geländes durch Dämme, Mauern, Hausbauten usw., wodurch namentlich lockere Schuttmassen leicht in Bewegung versetzt werden können.

Bei jedem Bergsturz hat man zu unterscheiden: 1. das Abrißgebiet,

---

[1]) Vgl. den Abschnitt „Geologische Tätigkeit der Seen: Sedimentation in Seen".

[2]) Baltzer, Über Bergstürze in den Alpen. Zürich 1875. — Heim, Über Bergstürze. Neujahrsbl. d. Züricher Naturf. Ges. 1882. — Derselbe, Der alte Bergsturz von Flims. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs 1883, 18. — Baltzer und Buss, Denkschrift über den Bergsturz von Elm. Zürich 1881. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1882, S. 74. — Dieselben, Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz 25. Liefg., S. 420, 431, 1891. — Tarnuzzer, Bergsturz von Airolo 1898. Bechholds Umschau III, S. 419. — Great landslip at Frank, Alta, Canada. Ottawa 1904.

2. die Sturzbahn und 3. das Ablagerungsgebiet der niedergebrochenen Massen. Dies letzte trennt sich mitunter noch in zwei weitere Teile: ein Blockgebiet und einen Schlammstrom.

Die meisten Bergstürze treten im Frühjahr[1]) ein und hängen mit der starken Durchnässung des Bodens bei der Schneeschmelze zusammen. Die Durchnässung ist indes nicht die eigentliche Ursache des Bergsturzes, sondern begünstigt nur das Niedergehen der Gesteinsmassen, das sich häufig schon lange vorher, durch Jahrzehnte vorbereitete. Merkmale für einen drohenden Bergsturz sind Bodenrisse, die teils vereinzelt, teils in großer Zahl im Abrißgebiete entstehen. Beim Herannahen des Ereignisses tritt dann oft ein Knarren des Bodens und eine Ablösung und ein Absturz von Steinen ein. Tiere haben für diese Erscheinungen ein feines Wahrnehmungsvermögen und suchen sich der Gefahr durch schleunige Flucht zu entziehen.

Große Bergstürze bringen oftmals ungeheure Schuttmengen in die Täler hinab und richten dort gewaltige Verheerungen an. Wohl in keinem Lande Europas sind Bergstürze, die in der Regel wie Erdschlipfe verlaufen, so häufig wie in Italien[2]); und zwar infolge der großen Verbreitung leicht aufquellender und dann sehr beweglicher Pliozäntone an beiden Abhängen des Apennins. In Deutschland veranlassen aus dem gleichen Grunde die Ornatentone des süddeutschen Doggers und die Cyrenenmergel des Mainzer Beckens nicht selten kleine Erdschlipfe.

Die Sturzdauer beträgt selbst bei großen, verheerenden Bergstürzen nur eine bis höchstens zwei Minuten, die Geschwindigkeit der Bewegung 50—150 m in der Sekunde. Sie ist in den oberen und mittleren Teilen rascher als in den äußeren und unteren. Dabei bildet aber doch die ganze Block- und Schuttmasse ein zusammenhängendes, nach außen scharf begrenztes Ganzes, einen geschlossenen Schuttstrom. Dieser Strom kann sich, nachdem er den Talboden erreicht hat, noch mehrere Kilometer talabwärts ergießen, ehe er zum Stillstande kommt, und vermöge der großen ihm innewohnenden kinetischen Energie an entgegenstehenden Abhängen gleich einer Brandungswelle emporsteigen. An seiner Stirn tritt eine starke Luftverdichtung ein, von der seitlich nichts zu fühlen ist.

Bei großen Bergstürzen wächst die Länge des Trümmerstromes nicht nur mit der Höhe des vorangegangenen Absturzes, sondern auch mit der Größe der abstürzenden Masse. Verbindet man das Oberende des Abrißgebietes mit dem Unterende des Ablagerungsgebietes, so beträgt diese Böschung in Graden:

---

[1]) Die ganz großen Bergsturzkatastrophen in den Alpen fallen dagegen fast ausnahmslos in die erste Hälfte des September. So Goldau, Elm, Plurs, Biasca, Diablerets (Alb. Heim).

[2]) Vgl. Almagia, Petermanns Mitteil. 1906, S. 211. — Derselbe, Studi geogr. sulle frane in Italia. Mem. S. G. Ital. XIII u. XIV. Roma 1907 u. 1910.

		Volum	Böschung
Bergsturz	Deyenstock (Glarus) . . .	600 000 000 cbm	6°
„	Ranti (Glarus)	120 000 000 „	7,5°
„	Flims (Graubünden) . . .	9—15 cbkm	8°
„	Goldau	30 000 000 cbm	12°
„	Elm	11 000 000 „	16°
„	Airolo	300 000 „	23°

Je größer also die Masse, desto mehr ähnelt die Bewegung der einer Flüssigkeit (A. HEIM).

ALB. HEIM, der sich sehr eingehend mit diesen in den Alpen häufigen Vorkommnissen beschäftigt hat und dem wir auch die vorstehenden allgemeinen Bemerkungen entlehnt haben, unterscheidet 1. Schuttbewe-

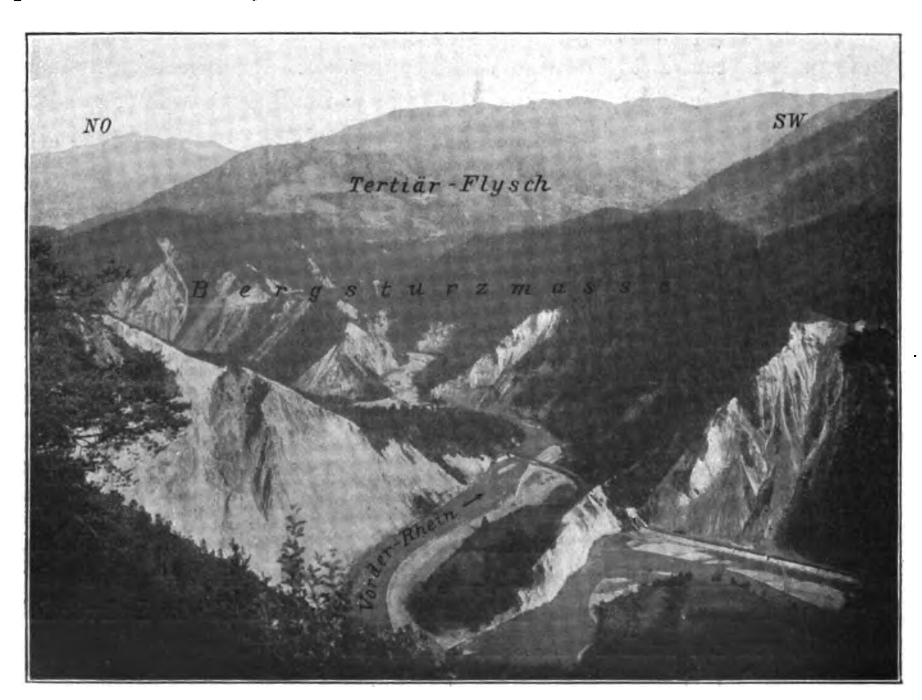


Fig. 350. Blick auf die gewaltigen Schuttmassen des Flimser Bergsturzes, von Conn aus. Im Vordergrund die tiefe Schlucht des Rheins[1]).

gungen und 2. Felsbewegungen und teilt, je nachdem die Bewegung eine gleitende oder eine stürzende war, die ersten wieder in a) Schuttrutschungen und b) Schuttstürze, die letzten in a) Felsrutschungen und b) Felsstürze ein. Außerdem gibt es aber noch Bergstürze, bei denen besondere Umstände obwalten und die daher in keine der genannten Gruppen

[1]) Statt „Tertiär-Flysch" sollte in der Abbildung stehen: Bündnerschiefer.

eingereiht werden können. So solche, wo die Abtrennung des Gesteines wie bei Felsrutschungen, die Bewegung wie bei Schuttrutschungen erfolgt.

Die Schuttrutschungen erfolgen teils plötzlich und ruckweise, teils sehr langsam und allmählich, während eines oft viele Jahre umfassenden Zeitraumes. Sie treten besonders in nassen Jahren ein[1]), wo die an den Gehängen angehäuften Schuttmassen massenhaft in Bewegung geraten, weil

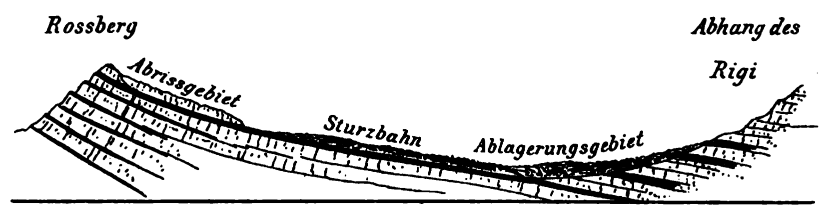


Fig. 351. Skizze des Gebietes des Felsrutsches von Goldau. Nach A. Heim.

ihre Böschungen zwar im trockenen Zustande fest stehen, im durchfeuchteten aber zu steil sind. Damit zusammenhängend ist Entwässerung stets das sicherste Mittel, um einer Rutschung Einhalt zu tun. Sie wirkt sowohl durch die mit der Austrocknung verbundene Entlastung des Bodens als auch durch Vermehrung der inneren Reibung.

Infolge der Reibung, welche die herabgleitenden Trümmer auf die Sturzbahn ausüben, entstehen auf deren Oberfläche mitunter feine parallele Rutsch-

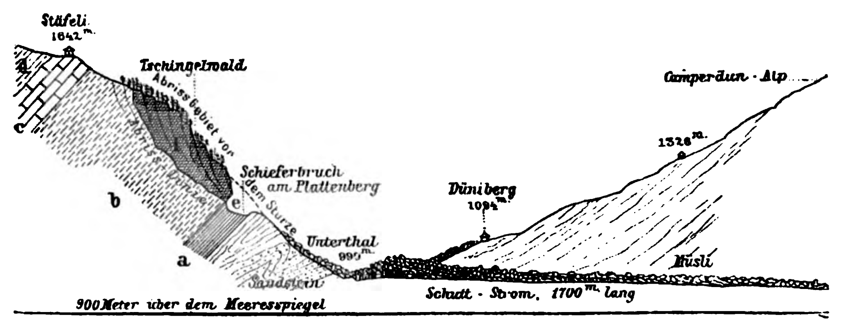


Fig. 352. Skizze des Gebietes des Bergsturzes von Elm. Nach Alb. Heim. a, b, d alttertiäre Schiefer und Sandsteine, c Nummulitenkalk.

streifen; und auch die Gesteinstrümmer erhalten dadurch nicht selten eine Politur und Kritzung, die sie geglätteten und gekritzten Glazialgeschieben

[1]) Immer deutlicher zeigt sich bei den Bergstürzen die Abhängigkeit von den Brücknerschen Klimaperioden (siehe S. 358). In der Schweiz im besonderen gibt es Jahre, in denen mehrere hundert Schuttrutschungen eintreten, und dann wieder 20 bis 30 Jahre, wo solche fast ganz fehlen. Besonders ausgesprochene Schuttrutschungsjahre waren: 1816 1846 1876 und 1878 1908 und 1910 (Alb. Heim).
Zwischenraum: 30 30—32 30—32 Jahre.

ähnlich macht (Fig. 353). Man muß sich hüten, diese „Pseudoglazialgeschiebe“ mit echten Glazialgeschieben zu verwechseln. Gleich an dieser Stelle aber sei bemerkt, daß ähnliche Pseudoglazialgeschiebe auch in anderer Weise entstehen können — so unter anderem auf tektonischem Wege (vgl. Fig. 224, S. 288) —, und daß andere pseudoglaziale Erscheinungen, wie besonders Glättungen und Kritzungen von Felswänden, durch sehr verschiedene Vorgänge hervorgerufen werden können. So z. B. durch Schuhe auf Gebirgspfaden, durch abwärts verfrachtetes Holz, durch Scheurung von Felsabhängen und Klippen durch Vieh und andere Umstände mehr.



Fig. 353. „Pseudoglazial“ gekritzte Geschiebe aus dem Bergsturz von Bex in der Schweiz. $^4/_5$ natürl. Gr. Prof. H. Schardt phot.

Schuttstürze treten ein, wo der abgleitende Schutt an eine steil abfallende Felswand gelangt und dadurch die rutschende Bewegung in eine stürzende übergeht (typisches Beispiel: Bilten, Kanton Glarus, 1868).

Felsrutschungen finden stets in der Richtung der Schichtenneigung statt und treten besonders da auf, wo harte wetterfeste und weiche leicht verwitterbare Schichten miteinander wechsellagern.

Eines der bekanntesten hierher gehörigen Beispiele ist der Bergsturz von Goldau (unweit des Vierwaldstätter Sees) vom 2. September 1806 (Fig. 351). Von dem über 1500 m hohen, aus alttertiärem Flysch bestehenden Roßberg glitten große Teile der oberen, etwa 30 m dicken, nach SSO geneigten Konglomeratbänke auf der durch Regen- und Schneewässer durchweichten Mergelunterlage ab. Sie stürzten in das tiefe zwischen Roßberg und Rigi liegende Tal nieder und überschütteten eine Fläche von einer Quadratwegstunde sowie einen Teil des Lowerzer Sees mit ihren Trümmern. Noch

heute ist das Zerstörungsgebiet — so von der es durchschneidenden Gotthardbahn aus — trotz leichter Überwaldung deutlich zu übersehen.

Viel häufiger als Felsrutsche sind Felsstürze. Für ihre Richtung kommt die Richtung der Schichtenneigung nicht in Betracht. Hierher gehört der große, von A. HEIM monographisch bearbeitete Bergsturz von Elm (Kanton Glarus) vom Jahre 1881 (Fig. 352). Die hierbei vom übersteilen Gehänge niederbrechenden Block- und Schuttmassen ergossen sich nicht nur als ein 200—500 m breiter gletscherähnlicher Strom $1^1/_2$ km talabwärts, sondern brandeten auch am gegenüberliegenden Gehänge des Düniberges 100 m über den Talboden empor und trugen die Häuser und den Ackerboden dorthinauf.

Tiefgründiger Felssturz bereitet sich langsam durch eine große bogenförmige (gehängeaufwärts konvexe) Abrißspalte, Schuttrutschungen dagegen



Fig. 354. Spalten eines beginnenden Felssturzes. — einer Schuttrutschung.
Nach ALB. HEIM.

durch eine ganze Reihe von solchen Spalten vor (Fig. 354). Im Verlaufe der Bewegung bilden sich zuerst Randspalten vom Rande aus schräg aufwärts gegen die Mitte aus, dann je eine, das Bewegte vom Unbewegten trennende Randkluft, die nicht wie die genannten klafft, sondern eine scherende Verschiebung mit Rutschstreifen zeigt und in der Tiefe in die Rutschfläche übergeht. Im unteren Teile der Rutschung dagegen bilden sich Wülste. Wülste und klaffende Spalten schneiden sich stets unter großem, fast rechtem Winkel. Die klaffenden Spalten entsprechen alle den Linien des inneren maximalen Druckes, die Wülste dagegen den Linien des maximalen Zuges (ALB. HEIM).

In allen Teilen der Alpen finden sich Spuren vorgeschichtlicher Bergstürze in Gestalt von mehr oder weniger ausgedehnten Block- und Trümmeranhäufungen[1]). So am Ausgang des Klöntales bei Glarus, bei Mori im Etschtale, am Ende des Poschiavosees im S des Bernina u. a. Einer der großartigsten in der Schweiz nachweisbaren alten Bergstürze ist der

[1]) Vgl. OBERHOLZER, Monographie der prähistorischen Bergstürze in den Glarner Alpen. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz N. F., Liefg. 9, 1900.

von Flims in Graubünden (Fig. 350). Die hier vom Segnestale niedergebrochenen Trümmermassen bilden eine zusammenhängende, an 600 m hohe, sich von Flims einerseits bis Ilanz, anderseits bis Reichenau erstreckende Schuttmasse. Der Rhein, der seinerzeit durch die abgestürzten Trümmer 100 m hoch aufgestaut worden sein muß, und seine Nebenflüsse haben jetzt in diesen Trümmermassen tiefe Schluchten ausgenagt. Auf ihrer hügeligen Oberfläche liegen acht kleine Seen. HEIM berechnet die Gesamtmenge des Schutts auf 15 km³, etwa 1000mal soviel wie die des Goldauer und 1500mal soviel wie die des Elmer Bergsturzes. Da sowohl unter als auch über dem Schutt Überbleibsel alter Grundmoränen liegen, so muß der Flimser Bergsturz einer Interglazialzeit entstammen.

Den besprochenen Vorgängen verwandt sind die an allen größeren Talabhängen zu beobachtenden Abrutschungen. Durch die Talbildung

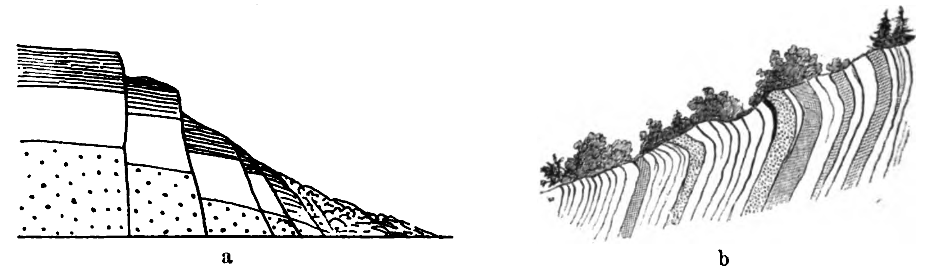


Fig. 355. Abrutschungen und Hakenwerfen der Schichten an Talabhängen.

verlieren die Gesteine in der Nähe des Talrandes ihren Halt, es entstehen diesem parallele Risse, an denen sich die Gesteine in Schollen auflösen, die dem Zuge der Schwere folgend zu Tal sinken (Fig. 355 a).

Eine andere an Talgehängen anzutreffende, ebenfalls auf Rechnung

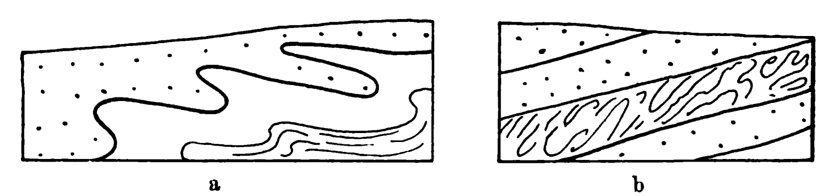


Fig. 356. Schichtenstörungen lockerer Ablagerungen infolge von Zusammenschiebung.

der Schwerkraft kommende Störung der ursprünglichen Lagerung ist die talwärts gerichtete Niederziehung der Schichtenköpfe, ihr Hakenwerfen (Fig. 355 b). Es ist eine so gewöhnliche Erscheinung, daß kein einigermaßen erfahrener Geologe den an Talgehängen gemachten Beobachtungen über die Neigungsrichtung der Schichten größeren Wert beilegen wird.

Diese Erscheinungen führen über zu den faltigen Zusammenschiebungen, die nicht selten in lockeren, in sich verschiebbaren Gesteinsmassen eintreten. Namentlich TH. FUCHS[1]) hat solche Störungen in großer Verbreitung in der Umgebung von Wien beobachtet (Fig. 356 a). Die Tatsache, daß die Zusammenschiebung stets in der Richtung der Bodenneigung stattgefunden hat, läßt keinen Zweifel, daß man es hier lediglich mit Wirkungen der Schwere zu tun hat. In ähnlicher Weise erklären sich die Fältelungen und Stauchungen, die man mitunter an tonigen Lagen mehr oder weniger steil aufgerichteter Schichtenfolgen beobachtet, deren starre Bänke keinerlei derartige Störungen erkennen lassen (Fig. 356 b).

C. Wirkungen des strömenden Wassers des Festlandes[2]).

Nur ein Teil der atmosphärischen Niederschläge — wie man für unsere Gegenden annimmt, etwa ein Drittel[3]) — dringt in den Boden ein, um an tieferen Punkten in Form von Quellen wieder zutage zu treten; der größere Teil des Regens sowie des Schmelzwassers von Schnee und Eis, soweit er nicht durch Verdunstung unmittelbar wieder in die Lufthülle zurückkehrt, fließt der Bodenneigung folgend an der Erdoberfläche ab und dient zur Speisung der Bäche und Flüsse. Indem die gefallenen Regentropfen abwärts rinnen, vereinigen sie sich zu kleinen Rinnsalen, diese wieder zu stärkeren Wasserfäden, die den nächsten Bodenfurchen zueilen. Durch Aufnahme anderer, benachbarter Wasseradern bilden sich bald stärkere Wasserläufe, die man je nach ihrer Größe als Bäche, Flüsse und Ströme bezeichnet. Alle diese Wässer streben, dem Zuge der Schwere folgend, beständig tieferen Punkten zu, bis sie endlich das tiefstliegende allgemeine Sammelbecken des Meeres erreichen, wo die Wasserteilchen zur Ruhe kommen.

Auf dem Wege von der Höhe zur Tiefe reißt das Wasser alle sich ihm entgegenstellenden Abwitterungsteilchen der Gesteine, Sandkörner und Staub mit sich fort. Die Trübung eines jeden Wasserlaufs nach einem heftigen Regengusse zeigt, welche Masse fester Teilchen ihm mit dem Wasser zugeführt werden. Nach starken Platzregen oder Wolkenbrüchen kann die Menge der Festteile so zunehmen, daß das in Wasserrissen und Schluchten abfließende Wasser mehr einem Schlamm- und Schutt- als einem Wasserstrome gleicht.

---

[1]) FUCHS, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien Bd. XXII, S. 311, 1871.

[2]) A. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche I, S. 259 ff., 1894. — v. ZAHN, Handwörterbuch der Naturwissenschaften Bd. IV, S. 43 ff., 1913. — A. SUPAN, Grundzüge der physischen Erdkunde 1915, S. 508 ff.

[3]) Dieser zuerst 1799 von DELAMÉTHERIE aufgestellte Satz ist nur ganz ungefähr gültig und erleidet im einzelnen manche Ausnahme.

Bei solchen Gelegenheiten werden oft Gesteinsblöcke von solcher Größe fortgeführt, daß man anfänglich kaum begreift, wie das Wasser sie fortzubewegen vermag. So kann z. B. die Linth (Kanton Glarus) bei Hochwasser 50 kg schwere Blöcke fortschleppen. Ja, manche Schweizer Wildbäche haben mitunter sogar Blöcke von über 10 cbm Inhalt fortbewegt! Man darf dabei indes nicht vergessen, daß die meisten Gesteine nur ein spezifisches Gewicht von wenig über $2^1/_2$ besitzen und daher im Wasser fast die Hälfte ihres Gewichts verlieren. Was aber der auf stark geneigter Unterlage sehr kräftig wirkende Wasserdruck nicht zu leisten vermag, das leistet der Stoß des vom Wasser rollend fortgeschobenen Steins gegen den Stein.

Die vom strömenden Wasser mitgeführten Festteile, insbesondere die gröberen Geschiebe, sind nun das Hauptmittel derjenigen austiefenden, furchenbildenden Tätigkeit des Wassers, die man als Erosion bezeichnet. Reines Wasser, auch wenn es mit großer Gewalt über eine Felsplatte hinwegflösse, würde kaum erhebliche Spuren darauf zurückzulassen vermögen; führt es dagegen Festteile mit sich, so wirkt jedes Sandkorn, jedes Gerölle scheuernd, austiefend und furchenbildend auf die feste Gesteinsunterlage. Die Geschiebe sind dabei die Feile, das Wasser der Antrieb. Je härter die Feile im Verhältnis zum Gestein, desto stärker die Erosion.

Die Erosion stellt die wichtigste Arbeitskraft des strömenden Wassers dar. Ehe wir uns indes ihrer Betrachtung zuwenden, erscheint es zweckmäßig, die Tätigkeit der Bäche und Flüsse kennen zu lernen.

Tätigkeit der Bäche, Flüsse, Ströme.

Art und Wasserbewegung in Wasserläufen.

Die Bewegung des Wassers in Bächen und Flüssen, das Fließen, ist eine Wirkung der Schwerkraft, ein Fallen auf schiefer Ebene, bei welchem sich beständig eine innere Verschiebung der Wasserteilchen gegeneinander vollzieht.

Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung ist abhängig 1. von ihrem Gefälle, 2. von der Wassermenge und 3. von der Reibung. Sie steht im geraden Verhältnis zum Gefälle und zur Wassermenge und im umgekehrten zur Reibung. Sie wird gemessen in Metersekunden. Schiffbare Flüsse besitzen bei mäßiger Strömung eine Geschwindigkeit von $^2/_3$—$1^1/_2$ Metersekunden, bei schneller eine solche bis 3 m. Weit größer ist die Geschwindigkeit angeschwollener Wildbäche, wo sie auf 10 bis 12 Metersekunden anwachsen kann.

Im allgemeinen ist die Geschwindigkeit der Strömung am größten im Quellgebiet der Bäche und Flüsse, weil das Gefälle ihres Bettes hier am größten ist. Mit der Lauflänge eines Flusses pflegt seine Geschwindigkeit

abzunehmen und am geringsten im Mündungsgebiet zu sein, weil das Gefälle hier am schwächsten ist. Doch kommen auch Ausnahmen von diesem Verhalten vor. So besitzt der Rhein bei Mannheim bei geringem Gefälle nur eine Strömungsgeschwindigkeit von 1,5 m, während diese weiter abwärts im Binger Loch 3,4 m beträgt, um bei Koblenz wieder auf 1,9 m herabzusinken. In ganz ähnlicher Weise ist die Strömung der Donau in ihrem engen, als Eisernes Tor bekannten Durchbruchstale zwischen den Transsylvanischen Alpen und den serbischen Balkanvorbergen — der vorher 2000 m breite Strom ist im Engpasse von Kazan nur 170, im Eisernen Tore sogar nur 130 m breit, und Hand in Hand mit dieser Einschnürung geht eine starke Gefällssteigerung — eine erheblich schnellere als weiter oberhalb, in der oberungarischen Tiefebene.

Außer den Unterschieden im Gefälle hängen diese Verhältnisse ganz wesentlich mit Unterschieden in der Bettbreite zusammen. Je größer diese ist, desto größer ist die Reibung, die das Wasser am Boden des Stromes erleidet, und um so geringer daher die Strömungsgeschwindigkeit. Um-

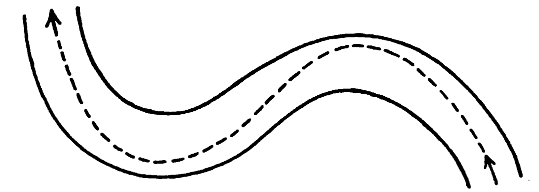


Fig. 357. Lage des Stromstriches in Flußkrümmungen.

gekehrt hat die starke Einengung des Rheintales im Binger Loch eine starke Reibungsabnahme und damit eine Beschleunigung der Strömung zur Folge. Aus der Abnahme der Reibung erklärt sich auch, daß mit wachsender Wassermenge eines Flusses die Strömungsgeschwindigkeit zunimmt. Damit hängt die allbekannte Erscheinung zusammen, daß die Wasserbewegung bei Hochwasser erheblich schneller ist als bei Niederwasser.

Da außer dem Boden eines Flusses auch seine Ufer eine Reibung ausüben und dadurch verzögernd auf die Wasserbewegung wirken, so wird diese in der Mitte des Flusses eine schnellere sein als an den Rändern, so daß eine in einem gegebenen Augenblicke quer über den Strom gezogene Gerade sich im nächsten Augenblick in eine talabwärts gebogene Kurve verwandeln würde.

Die größte Geschwindigkeit eines Wasserlaufs liegt stets unter der Mitte seiner Oberfläche, in etwa $^3/_{10}$ seiner Höhe; und zwar sinkt sie um so tiefer unter die Oberfläche hinab, je tiefer der Fluß ist.

Dieser Satz hat aber nur für Flüsse mit regelmäßig ausgehöhltem Boden und größter Tiefe in der Mitte Gültigkeit. Rückt die größte Tiefe des Flusses ans Ufer heran, so folgt ihr auch die Linie größter Strömungsgeschwindigkeit, der sogenannte Stromstrich. Daher die bekannte Erscheinung, daß

bei allen stärkeren Biegungen eines Flusses der Stromstrich aus dessen Mitte herausrückt und sich der ausgebogenen Außenseite der Biegung nähert (Fig. 357).

Schwillt ein Fluß bei eintretendem Hochwasser an, so nimmt die Reibung in der Mitte noch mehr ab. Die Mitte erhebt sich über die Ränder, so daß der Flußspiegel eine konvexe Gestalt erhält. Fällt das Wasser wieder, so sinkt die Mitte unter die Ränder hinab und die Flußoberfläche wird konkav. Bei großen Strömen wie Mississippi und Wolga können diese Höhenunterschiede bis 2 m betragen.

Das Gefälle der Flüsse nimmt bekanntlich im allgemeinen mit ihrer Lauflänge ab. Es ist am größten im Quellgebiet und am geringsten im Mündungsgebiet. So beträgt z. B. bei der Donau das Gefälle im Oberlaufe, d. h. von ihrer Quelle bis an den Fuß der Alpen 0,93 v. Taus., im Mittellaufe, d. h. innerhalb der alpinen Ketten 0,112, im Unterlaufe endlich nur noch 0,038[1]). Daß indes gerade hier in der als Eisernes Tor bekannten Strecke an der Grenze von Ungarn und Rumänien noch einmal eine starke Gefällssteigerung eintritt, ist bereits oben bemerkt worden.

Die Wassermenge eines Flusses hängt besonders von der Größe seines Stromgebietes ab. Für einige Hauptströme der Erde beträgt dieses:

Amazonas	7,0	Millionen	Quadratkilometer
Kongo	3,7	„	„
Mississippi	3,2	„	„
La Plata	3,1	„	„
Ob	2,9	„	„
Nil	2,8	„	„
Jenissei	2,5	„	„
Lena	2,3	„	„
Amur	2,0	„	„
Yangtse	1,8	„	„
Ganges	1,0	„	„
Rhein	215 000	Quadratkilometer.	

Neben der Größe des Stromgebietes aber müssen, wie leicht begreiflich, für den Wasserreichtum eines Flusses auch klimatische Verhältnisse, insbesondere das Verhältnis der Niederschlagsmenge zur Verdunstung in Betracht kommen. Die wasserreichsten Ströme der Erde finden sich in regen- und waldreichen Tropengebieten. Der Amazonas, dieser gewaltige, aus der Vereinigung von elf Strömen ersten Ranges hervorgehende wasserreichste Strom der ganzen Erde, ist hierfür ebenso ein Beweis wie der Kongo. Auf diese Riesenströme der Tropen folgen die der gemäßigten

[1]) A. Penck, Die Donau. Wien 1890.

Zone, während die der Polarregion wasserarm sind. Besonders sind dies die Steppen- und Wüstenflüsse, die oft nur nach den selten eintretenden, dann aber meist wolkenbruchartigen Regenfällen Wasser führen. Bei längerem Laufe pflegen solche Flüsse immer wasserärmer zu werden, bis sie endlich ganz versiegen. Nur wenn die Ströme solcher Trockengebiete von außerhalb der Wüste gelegenen regenreichen Hochgebirgen herabkommen, wie Colorado, Nil und Euphrat, vermögen sie die Wüste zu durchschneiden ohne zu versiegen.

Im allgemeinen stellt der Wasserreichtum der Bäche und Flüsse eine sehr veränderliche, namentlich mit den Jahreszeiten sehr wechselnde Größe dar.

In den regenreichen Zeiten und nach starker Schneeschmelze wächst die Wassermasse der Bäche und Flüsse oft ganz außerordentlich. Damit aber wächst, und zwar in noch viel stärkerem Maße, auch die Erosionskraft. Indes macht sich die Vermehrung der Wasserfülle bei kleineren Flüssen viel stärker fühlbar als bei großen, bei denen die Schwankungen weit geringer sind. Auch pflegen sie im Unterlauf geringer zu sein als weiter aufwärts. Dies ergibt sich aus folgenden Angaben über das Verhältnis von Nieder-, Mittel- und Hochwasser bei einigen deutschen und anderen Flüssen:

	N.-W.	M.-W.	H.-W.
Isar bei München	1	2,1	19
Elster bei Leipzig	1	2,7	100
Elbe bei Torgau	1	3,7	20

	N.-W.	H.-W.
Rhein oberhalb des Bodensees	1	70
Rhein bei Basel	1	20
Rhein bei Mannheim	1	11
Rhein im Mündungsgebiet	1	5—6
Mosel bei Metz	1	98
Nil bei Assuan	1	24

Bei den meisten Flüssen nimmt die Wassermasse mit der Lauflänge stetig zu; so beträgt sie beim Rhein in der Sekunde im Jahresmittel:

an seinem Austritt aus dem Bodensee	311 cbm
bei Basel	648 „
bei Speyer	1168 „
in der Nähe seiner Mündung	2130 „

Was endlich die *Reibung* des Wassers im Flußbett betrifft, so kommt hier außer der inneren Reibung, die durch das Aneinanderhingleiten der Wasserfäden verursacht wird, besonders die äußere Reibung in Betracht. Es ist bereits hervorgehoben worden, daß diese sowohl an der Sohle als auch an den Seitenwandungen des Wasserlaufs stattfindet. Auch liegt auf der Hand, daß die Reibung verstärkt werden muß durch Rauheiten des Bettes, insbesondere durch Klippen, Kies- und Sandbänke sowie durch scharfe Ufervorsprünge. Ebenso ist bereits betont worden, daß die Reibung mit der

Zusammendrängung des Wasserlaufs abnimmt, daß sie also bei gleicher Wassermenge größer ist in einem breiten und flachen als in einem engen und tiefen Flußbett.

Fortführung von Feststoffen im fließenden Wasser.

Die Fortführung von festen Stoffen in Bächen und Flüssen findet in dreierlei Weise statt:

1. in gelöster Form, wobei die Festteile gewissermaßen flüssig werden und sich ebenso schnell fortbewegen wie das Wasser;
2. in schwebender Form, wobei die festen Teilchen schwebend, also mit derselben Geschwindigkeit wie das Wasser fortbewegt werden, und
3. als Geschiebe oder Gerölle, die auf dem Boden des Wasserlaufs fortgeschoben werden.

Die gelösten Bestandteile bilden in unseren Flüssen meist nur $^1/_{8000}$—$^1/_{5000}$ der Wassermasse. Dies ist viel weniger als im Quellwasser, und das erklärt sich daraus, daß die Flüsse in der Hauptsache durch ihnen oberflächlich zufließendes, an gelösten Stoffen armes Wasser gespeist werden.

Die Menge der gelösten Bestandteile unterliegt je nach den Jahreszeiten großen Schwankungen. In trockenen Zeiten, wo die Flüsse vorwiegend aus Quellen gespeist werden, ist der Gehalt an gelösten Stoffen am größten. Daher ist das Winterwasser der Flüsse im allgemeinen salzreicher als ihr Sommerwasser. In nassen Zeiten dagegen, wo die Flüsse sich vorwiegend vom Regen- und der Schneeschmelze nähren, sinkt der Gehalt an gelösten Stoffen — wie sich aus den nachstehenden, von G. Bischof für den Rhein bei Bonn gemachten Ermittlungen ergibt. Dieser Forscher fand in 100 000 Teilen Wasser:

Jahreszeit	Schwebende Bestandteile	Gelöste Bestandteile	Summe
Hochflut März 1851	20,50	11,23	31,73
Trockenperiode März 1852	1,73	17,08	18,81

Was die chemische Natur der gelösten Stoffe betrifft, so ist es nur natürlich, daß wir im Flußwasser alle diejenigen Verbindungen wiederfinden, die wir schon als Bestandteile des Quellwassers kennen lernten.

In fast allen Flüssen überwiegt über die anderen Verbindungen das Kalziumkarbonat. Ihm zunächst stehen Kalziumsulfat, Chlornatrium, Magnesiumkarbonat und -sulfat und Kieselsäure. Es sind das bekanntlich gerade die verbreitetsten und löslichsten Bestandteile der Gesteine und daher die häufigsten Verwitterungsstoffe. Nur selten fehlt einer dieser Bestandteile ganz[1]).

[1]) Vgl. J. Roth, Allgemeine und chemische Geologie I, S. 454 ff., 1879.

Die Gesamtsumme der in den Flüssen gelösten Stoffe beläuft sich nach PENCK ziemlich genau auf $^1/_{6000}$ des ins Meer geführten Wassergewichts. Danach kann das alljährlich durch die Flüsse dem Meere zugeführte Gewicht gelöster Stoffe auf 4,1 Billionen Kilogramm geschätzt werden[1]).

Die schwebenden Bestandteile stammen zum größten Teil von der gegenseitigen Reibung der Geschiebe her, stellen also eine Art Gesteinsstaub dar. Dies geht schon daraus hervor, daß manche Flüsse nur dann schwebende Teile enthalten, wenn sie Gerölle führen. Hört die Bewegung des Wassers auf, so sinken die schwebenden Teile allmählich zu Boden und bilden eine Schlammschicht.

Dieser Schlammabsatz am Grunde und auf den Seiten der Flußbetten ist es, der diese mit der Zeit ganz verpicht und mehr oder weniger wasserdicht gegen ihre Umgebung abdichtet. Eine gute Bestätigung dafür haben die in neuester Zeit mehrfach ausgeführten Untertunnelungen der Spree im Weichbilde von Berlin geliefert. Da es von Vorteil war, diese Arbeiten im trockenen statt im wasserdurchtränkten Boden vorzunehmen, senkte man längs des Flusses künstlich den Grundwasserspiegel, so daß er noch unter die Sohle der anzulegenden Tunnel zu liegen kam. Die anfängliche Befürchtung, daß mit dem Grundwasser auch das Spreewasser in die Tiefe sinken könnte — was der Schiffahrt wegen durchaus vermieden werden mußte —, erwies sich als völlig unbegründet: die etwa ein Meter dicke modrige Schlammschicht des Spreebettes ließ beim Auspumpen des Grundwassers keinen Tropfen Flußwasser in den Untergrund eindringen.

Alle gröberen, auf dem Boden der Bäche und Flüsse fortbewegten Festkörper: Sand, Kies und Gerölle, werden zusammen mit den schwebenden Teilchen als Sinkstoffe bezeichnet.

Über das Mengenverhältnis der Sinkstoffe zur Wassermasse liegen zahlreiche Untersuchungen vor. Die nachstehende Zusammenstellung gibt nach den Ermittlungen von GUPPY und MELLARD READE die Wasserführung einer Reihe großer Ströme in Kubikmetern in der Sekunde (w) und in gleichem Maße die jährliche Menge der mitgeführten Feststoffe (f):

Fluß	w	f	Fluß	w	f
Amazonas	69 589	—	Indus	5649	—
Kongo	50 970	—	Nil	3680	—
Yangtsekiang	21 810	182 000 000	Hoangho	3285	472 500 000
La Plata	19 820	44 000 000	Rhein	1974	—
Mississippi	17 500	211 500 000	Po	1735	11 480 000
Donau	8 502	35 540 000	Pei-ho	220	2 266 000
Ganges	5 762	18 030 000	Themse	65	528 300

[1]) A. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche I, S. 310.

Je weiter talabwärts, desto mehr nimmt in der Regel die Menge der von einem Flusse mitgeführten Gerölle ab, die der schwebenden Teile aber zu. Im Durchschnitt übertrifft die Menge des Schwebenden die des Gerollten um das 10—50fache[1]). Sie steigt im allgemeinen mit der Wassermasse. Daher die Erscheinung, daß die Schlammführung der Flüsse in nassen Jahren viel größer ist als in trockenen. So führen die mitteleuropäischen Flüsse bei Frühjahrs- und Sommerhochwasser sehr viel mehr (oft 600mal soviel) Schlamm als im Winter, und ebenso die Alpenflüsse im Sommer, zur Zeit der Schneeschmelze, ungleich mehr als im Winter. Im ganzen sind die Flüsse der Alpen, namentlich die aus Gletschern entspringenden, weit schlammreicher als diejenigen Mitteleuropas.

Die Masse der Feststoffe, die ein Fluß fortzuführen vermag, hängt von seiner lebendigen Kraft oder kinetischen Energie ab. Diese ist gleich dem halben Produkt aus der Wassermasse (M) und dem Quadrat der Geschwindigkeit (v), also $= \frac{M\,v^2}{2}$.

Die Größe des fortbewegten Gerölls dagegen hängt allein von der Geschwindigkeit des Flusses ab und wächst mit ihr in einem noch nicht sicher ermittelten Verhältnisse.

Man hat durch Versuche festgestellt, daß folgende Strömungsgeschwindigkeiten nötig sind, damit fortbewegt werden:

feiner Lehm	0,07	m/Sek.
feiner Sand	0,2	„
grober Sand	0,3	„
feiner Kies	0,7	„
bohnengroße Geschiebe	0,9	„
taubeneigroße Geschiebe	1,6	„
$1^1/_2$ kg schwere Gerölle	1,7	„

Durch die beständige Reibung der fortgeführten Gesteinsbruchstücke gegeneinander werden deren Ecken und Kanten abgeschliffen, und es entstehen die bekannten bezeichnenden eiförmigen Gerölle. Da die gegenseitige Scheuerung der Rollstücke unausgesetzt stattfindet, nimmt deren Größe je weiter talabwärts desto mehr ab. Oberhalb des Bodensees findet man nach BISCHOF im Rhein noch ganz gewöhnlich Gerölle von 15 cm Durchmesser. Zwischen Bingen und Bonn sind faustdicke Geschiebe bereits selten, und in Holland endlich trifft man nur noch feinen Sand und Schlamm an.

Diese ständige Größenabnahme ist übrigens nicht lediglich eine Folge der gegenseitigen Reibung der Gerölle, sondern hängt auch damit zusammen,

[1]) A. PENCK, Morphologie der Erdoberfläche I, S. 299. Vgl. auch PENCKS Angaben über die jährliche Wasser- und Schlammführung der Donau und des Rheins.

daß die kleineren Geschiebe, weil sie schneller und öfter bewegt werden als die großen, innerhalb einer bestimmten Zeit weiter talabwärts gelangen als die großen und daß sich dadurch eine Auslese vollzieht.

Taucht man das Ohr in einen geschiebeführenden Fluß, so kann man das Aneinanderschlagen der Gerölle hören — bei starker Geschiebeführung vernimmt man es schon in der Luft am Rauschen des Wassers. Durch das Zusammenschlagen erhalten die Geschiebe die sogenannten Schlagfiguren: in der Regel helle Punkte, mit denen man die meisten Flußgerölle bedeckt findet. Bei harten hochelastischen Gesteinen (Kieselschiefer, Feuerstein) sind es kleine konische Rißchen, deren Spitze der Schlagpunkt ist. Man kann sie auch künstlich erzeugen (Alb. Heim).

Es ist begreiflich, daß bei der Verfrachtung der Gerölle auch eine stoffliche Auslese stattfindet: die festeren widerstehen der Zerreibung länger als die weicheren. Damit hängt zusammen, daß die Geschiebe im Unterlauf eines Flusses aus anderen Gesteinen bestehen als in seinem Ursprungsgebiete.

Es ist erstaunlich, welch ungeheure Geröllmassen manche Flüsse fortzuschaffen imstande sind. Alb. Heim hat berechnet, daß allein die kleine Reuß oberhalb des Vierwaldstätter Sees täglich so viel Schutt fortbewegt, wie man mit 1000 zweispännigen Fuhren auf guter Straße fortschaffen könnte. Derselbe Forscher hat gemessen und berechnet, daß die Reuß an ihrer Mündung jährlich 200 000 cbm Geschiebe ablagert!

Besonders groß ist die Menge des fortgetragenen Materials bei solchen Flüssen, denen wie dem Po jeder Seitenfluß neue Geröllmassen zuführt. Daß der Fluß nichtsdestoweniger allen Schutt fortzuschleppen vermag, hängt — wie Lyell hervorgehoben hat — damit zusammen, daß er, wenn er einen gleich breiten Nebenfluß aufnimmt, doch an Breite kaum zunimmt. Da aber die Wassermenge gewachsen ist, so muß seine Tiefe zugenommen haben. Daraus ergibt sich, daß die vereinigte Wassermasse eine geringere Reibung auszuhalten hat — nur von einer Boden- und zwei Seitenflächen statt von zwei Böden und vier Seitenflächen. Mit der Verminderung der Reibung wächst aber die Strömungsgeschwindigkeit; und da von dieser die Stoßkraft abhängt, so behalten große Ströme oft die Kraft, die gesamten ihnen von den Nebenflüssen zugeführten Schuttmassen fortzuschaffen.

Das Fortführungsvermögen der Flüsse wird oft noch erhöht durch schwimmende, von ihnen mitgeführte Gegenstände, besonders pflanzliche Massen und Eisschollen. Diese wirken nicht nur dadurch, daß sie erheblich größere Steine fortzuschaffen imstande sind als das Wasser selbst, sondern auch durch die durch sie veranlaßten Stauungen des Wassers.

Treibhölzer, große Massen von Strauchwerk und Grasbüscheln sowie gewaltige Rasenstücke verstopfen die Flußkanäle des Mississippi und anderer Ströme oft in dem Maße, daß es langer angestrengter Arbeit bedarf, um

die Fahrstraße für die Schiffahrt wieder freizumachen. Wo solche Ansammlungen sich selbst überlassen bleiben, könnnen sie gewaltige Wasserstauungen zur Folge haben. Wenn dann endlich die Wassermassen durchbrechen, so geschieht dies mit außerordentlich gesteigertem Gefälle und dementsprechend vermehrtem Fortführungsvermögen.

Fast noch größer sind die Wirkungen der durch örtliche Anhäufung von Treibeis verursachten Flußstauungen, wie sie namentlich bei den großen sibirischen Flüssen, dem St.-Lorenz-Strom, dem Mackenzie u. a. häufig sind. Nach den Beobachtungen russischer Geologen ist die Erosionskraft der durch Eisstopfungen gestauten Stromwässer, wenn sie sich schließlich einen Durchbruch erzwingen, so gewaltig, daß ihr Bett fast nach jedem Eisgang wesentlich verändert erscheint.

Ablagerungen der Flüsse.

Bei allen Flüssen findet die Verfrachtung der Geschiebe besonders zu Hochwasserzeiten statt. Läßt gegen deren Ende die Strömungsgeschwindigkeit nach, so bilden sich **Kies- und Sandbänke,** wie sie im Mittel- und Unterlauf der Flüsse so häufig sind. Sie besitzen immer eine langgestreckte, an beiden Enden zugespitzte (fischförmige) Gestalt und sind am Oberende flach, am Unterende steil geböscht. Bei den Riesenströmen Afrikas und Südamerikas liegen diese Schuttinseln an der Innenseite eines jeden Flußbogens, wo ihre Bildung durch das an seichten Stellen sitzenbleibende Treibholz und sonstige Pflanzenstoffe sehr befördert wird. Im Mississippi sind es insbesondere treibende Stämme von *Taxodium distichum,* die die Entstehung von Schwemminseln hervorrufen.

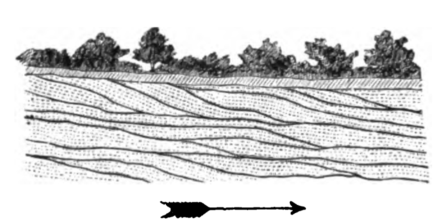


Fig. 358. Innere Schichtung von Kiesbänken. Nach v. Hochstetter.

Die innere Struktur der Sand- und Kiesbänke ist infolge fortwährender kleiner Änderungen in der Richtung und Kraft des Stromstriches sehr unregelmäßig und verworren und der Kreuzschichtung ähnlich (Fig. 358).

Bei niedrigem Wasserstande ragen die Kiesbänke mit ihren oberen Teilen aus dem Fluß heraus. Die Strömung reißt dann an ihrem Unterende Gerölle und Sand weg, um sie am Oberende der talabwärts liegenden Bänke wieder abzulagern. Es entsteht dadurch der Anschein, als wanderten die Bänke flußaufwärts (Fig. 359). Steigt der Wasserstand wieder, so werden die Kiesbänke ganz überflutet. Die obersten Geröllagen geraten in Bewegung und werden unmittelbar am unteren Ende der Bänke wieder abgelagert. Diese wandern dann flußabwärts. Tritt endlich ungewöhnlich starkes Hochwasser ein, so kommen auch die tieferen Geröll-

lagen in Bewegung, und es tritt eine mehr oder weniger vollständige Verwischung aller Bänke ein[1]).

An Kiesbänken, ebenso wie an Deltabildungen und allen Geröllablagerungen überhaupt läßt sich beobachten, daß flache Geschiebe bei schräger dachziegelartiger Lage am leichtesten festsitzen. Blickt man auf einer Kiesbank stromabwärts, so sieht man die Flachseiten der Gerölle, stromaufwärts

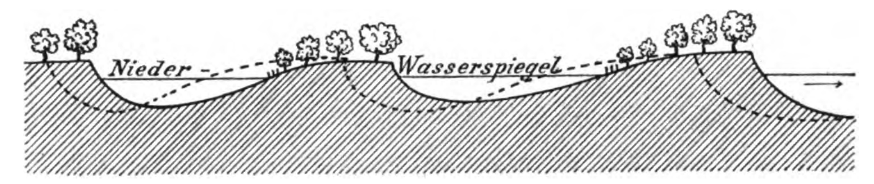


Fig. 359. Scheinbares Aufwärtswandern von Schwemminseln bei tiefem Wasserstande. Nach Mühlberg.
Der Fluß strömt nach rechts, die Inseln rücken in umgekehrter Richtung vor.

die Schmalseiten (Fig. 360). An dieser Erscheinung kann man bei jungen Ablagerungen wie bei älteren Flußkonglomeraten die Richtung der Strömung, die die Geschiebe mitbrachte, erkennen (A. Heim).

In noch viel größerem Maße muß eine Ablagerung der von den Flüssen und Strömen mitgeführten Feststoffe an ihrer Mündung in Binnenseen und im Meere stattfinden. Man nennt diese Ablagerungen **Deltabildungen**[2]) — eine ursprünglich nur auf das Nildelta (wegen seiner dem griechischen Buch-

Fig. 360. Art der Lagerung der Gerölle am Boden eines Flusses. Nach Alb. Heim.

Fig. 361. Delta, allmählich ein Seebecken ausfüllend.

staben Δ ähnlichen Gestalt) angewandte Bezeichnung, die aber später auf alle sich an der Mündung eines Flusses bildenden Anschwemmungen ohne Rücksicht auf ihre Form übertragen worden ist.

Schon lange unterscheidet man zwischen Binnendeltas und marinen oder ozeanischen Deltas.

---

[1]) Die Kiesbänke der Donau oberhalb Wien wandern jährlich 50—100 m abwärts, die des Rheins unterhalb Basel 200—400 m, in besonders hochwasserreichen Jahren sogar 1200 m (Alb. Heim).

[2]) v. Lasaulx in Kenngotts Handwörterbuch der Mineralogie, Geologie usw. I, S. 201, 1882. — Lyell, Principles of Geology 10. Aufl., Kap. 18 u. 19, 1874. — Rud. Credner, Die Deltabildungen. Petermanns Mitteil., Erg.-Bd. 1878.

Am einfachsten sind die Verhältnisse der Deltabildung in Binnenseen, weil hier der Absatz weder durch die Brandung noch durch Ebbe und Flut oder Meeresströmungen gestört wird. Die meisten größeren Alpenflüsse, die Rhone, der Rhein, die Aare, Reuß, Adda u. a. m. gehen durch Seen hindurch und bilden hier Deltas (Fig. 362). In gleicher Weise entstehen solche auch in abflußlosen Seen, wie an der Mündung der Wolga in den Kaspisee.

In marinen Deltas ist der Absatz der Sinkstoffe weniger regelmäßig. Auch werden hier, abweichend von den Binnendeltas, in der Regel nur feinerdige Stoffe abgelagert, die viel weiter ins Meer hinein verbreitet werden, als es bei Binnendeltas der Fall ist. Dies erklärt sich nicht nur aus den



Fig. 362. Delta des Julierbaches im See von Silvaplana (Oberengadin). Nach Photogr.

Strömungen, Gezeiten und der Brandung des Meeres, sondern auch aus dem geringeren spezifischen Gewichte des süßen Wassers, vermöge dessen es sich gewissermaßen schwimmend über dem Salzwasser ausbreitet. Die Folge davon ist, daß die schwebenden Teile weit ins Meer hinein gelangen.

Beachtenswert ist die Tatsache, daß der Tonschlamm der Flüsse sich in Salzwasser viel rascher niederschlägt als im Süßwasser.

Die Form der Deltas wechselt sehr. In erster Linie hängt sie von der Gestalt der Küste ab. Verläuft diese geradlinig oder ausgebogen, so erscheinen die Deltas als Küstenvorsprünge. Solche, wofür das Lenadelta ein ausgezeichnetes Beispiel bietet, kann man mit v. Lasaulx als vorgeschobene bezeichnen. Ihnen stehen gegenüber die Ausfüllungsdeltas, die sich in Buchten und Busen der Küste bilden. Zu diesen ge-

hört das Delta des Nil (Fig. 363), des Orinoco, des Yangtsekiang und viele andere. Natürlich kommen zwischen beiden auch Zwischenformen vor; wie denn besonders die Ausfüllungsdeltas infolge fortdauernden Wachstums in vorgeschobene übergehen können. Dies ist z. B. bei dem Mississippidelta (Fig. 365) der Fall.

Über die Gestalt und Zusammensetzung der Deltabildungen haben Peilungen sowie Beobachtungen an künstlich trocken gelegten Deltas Aufschluß gegeben. So ergab sich für das etwa 12 m hohe Delta des 1835 zum Teil abgelassenen L u n g e r n s e e s in der Schweiz eine Zusammensetzung aus unter 30° einfallenden Bänken von feinerem und gröberem Kies. Die

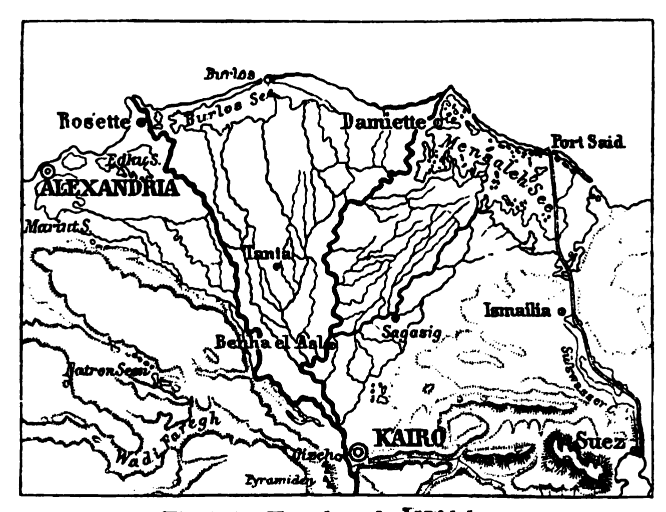


Fig. 363. Kärtchen des Nildeltas.

Mächtigkeit der Geschiebelager war trotz der steilen Schichtenneigung unten nicht größer als oben. Dagegen wurden die sich an jene unten anlehnenden Schlammschichten nach der Tiefe zu rasch mächtiger, nahmen hier eine wagrechte Lage an und gingen so in den Seeboden über. Die Schichtung war im oberen Teil des Deltas sehr unregelmäßig und verworren. An einer Stelle umschlossen die Kiesschichten ein gegen 2 m mächtiges Lager von plattgedrückten braunkohlenartigen Holzstämmen und Blattresten[1]). Das Vorkommen von Resten von Pflanzen, Muscheln, Fischen und Landtieren in Deltabildungen ist sehr häufig und leicht verständlich.

Nach diesen und anderen Beobachtungen läßt sich aussprechen, daß die D e l t a s e i g e n t l i c h n u r g r o ß e S c h u t t k e g e l darstellen, die vorn verhältnismäßig steil, nach den Seiten ganz flach abfallen.

Das Wachstum der Deltas erfolgt begreiflicherweise besonders in der

[1]) STUDER, Physikalische Geographie und Geologie I, S. 268.

Hochwasserzeit, wo die Flüsse große Massen von Geröllen, Sand und Schlamm mit sich führen; z. B. das des Genferseedeltas im Juli.

Das Rhonedelta im Genfer See beginnt etwa 20 km oberhalb der Einmündung des Flusses in den See. Es ist 200—300 m dick und hat wie alle Deltas die Gestalt eines zu oberst rasch, dann immer langsamer und zuletzt mit kaum merklicher Neigung abfallenden Kegels (vgl. Fig. 364).

Eine Besonderheit des Rhonedeltas ist eine etwa 60 m tiefe, schluchtförmige unterseeische Rinne, die das Rhonewasser in den Deltakegel eingeschnitten hat und durch die es in den See abfließt. Sie erklärt sich daraus, daß das Rhonewasser stets schwerer ist als das Seewasser und, indem es über die Deltastirn hinabstürzt, dort eine Ablagerung verhindert. Das trübe Wasser breitet sich dann als ebene Schicht über den ganzen Seegrund aus

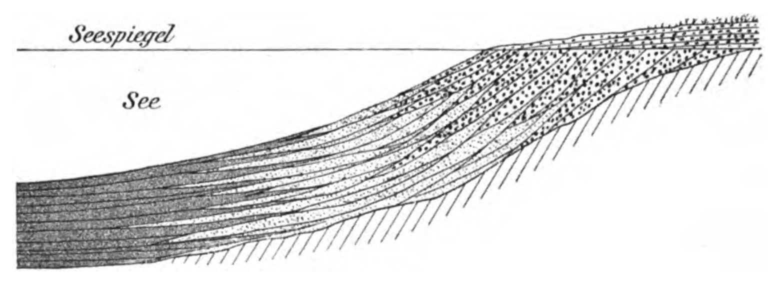


Fig. 364. Durchschnitt durch einen Deltakegel.
Schraffiert: Untergrund. Groß punktiert: Geschiebe. Fein punktiert: Sand. Grau: Schlamm.

und setzt eine gleichmäßige Schlammschicht ab. Ähnlich verhält es sich mit dem Rhein im Bodensee, während die übrigen Alpenflußdeltas keine unterseeische Rinne besitzen, weil ihr Wasser leichter ist als das Seewasser und darum nicht auf dem Deltakegel abwärts fließt (Alb. Heim).

Das Nildelta (Fig. 363), eine riesige, von zwei größeren und zahllosen kleineren Flußarmen durchströmte, gegen das Meer durch einen sandigen Uferwall begrenzte Ebene, wird bekanntlich jedes Jahr einmal überschwemmt, wobei über das ganze Gebiet eine fruchtbare, übrigens sehr dünne Schlammschicht abgelagert wird. Neuere Bohrungen bei Sagasig ergaben auch hier eine über 100 m hinausgehende Mächtigkeit. In alter Zeit besaß der Nil sieben Hauptmündungen, von denen jetzt fünf verschlammt sind. Nach Herodot lag die Teilung des Stromes damals bei Memphis, jetzt liegt sie 30 km abwärts. Damiette lag noch 1243 am Meere, jetzt 16 km davon entfernt. Wenn das Wachstum des Nildeltas so wenig fortschreitet, so hängt dies damit zusammen, daß schon seit einigen tausend Jahren der Nilschlamm durch künstliche Bewässerung über die ganze Überschwemmungsfläche verteilt, statt an der Deltaspitze angehäuft wird.

Sehr eigenartig ist durch seine vogelfußartige Gestalt das Delta des Mississippi (Fig. 365). Sein Wachstum ist ganz auf die Mündungsarme des Stromes, die sogenannten Pässe beschränkt, die alljährlich in der Hochwasserzeit um 200 engl. Fuß in den Mexikanischen Golf vorrücken, während in den vier Monaten des Niederwassers wie in den Monaten der Übergangszeit das Wachstum fast gänzlich ruht. Am Schluß jeder Hochwasserperiode setzt der Strom am Ende der Pässe Bänke ab, die er erst zu Beginn der neuen Hochwasserperiode wieder durchbricht.

Eine vielbesprochene Erscheinung der Pässe sind die sogenannten „Mudlumps", bis 6 m hohe, aus Tonschlamm bestehende Gasvulkane. Nach neueren

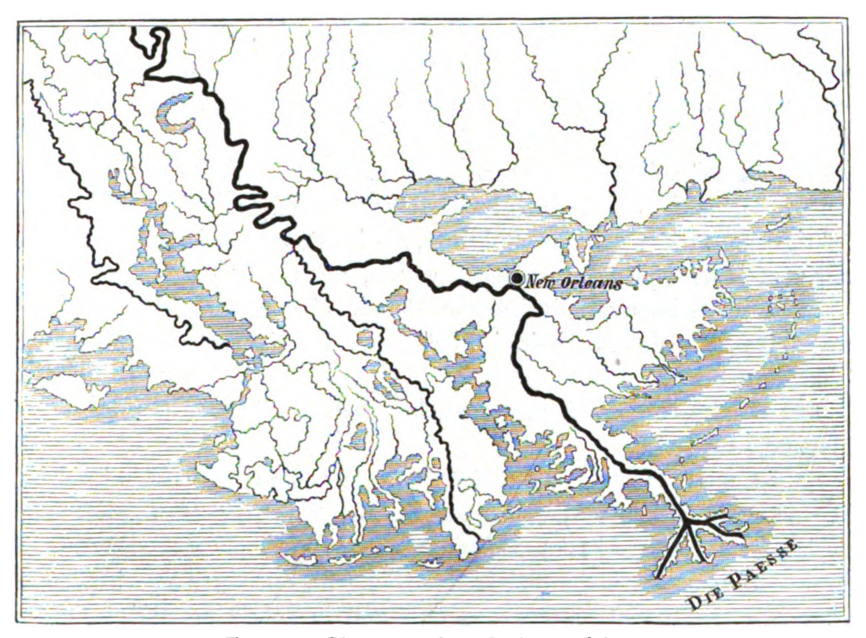


Fig. 365. Kärtchen des Mississippideltas.

Untersuchungen von HILGARD[1]) haben sie ihren Ursprung in einer 10—15 m unter den oberflächlichen Sanden liegenden, zu oberst halbflüssigen Tonlage, dem sogenannten blauen Deltatone. Durch den Druck der Sande wird der Ton örtlich durch diese hindurchgepreßt, worauf die sich aus der Zersetzung der organischen Stoffe des Tones entwickelnden Gase an jener Stelle sehr bald einen Mudlump erzeugen. Die Mudlumps wären es nach HILGARD, die die merkwürdige Teilung der Pässe bedingen, indem jeder neu entstehende Mudlump eine Teilung des Flußkanals zur Folge hat.

Wie das des Mississippi, so wächst auch das größte Delta der Erde, das

[1]) HILGARD, Popular Science Monthly 1912. (Angeführt von GRABAU, Principles of Stratigraphy S. 638, 1913.)

des Ganges und des Brahmaputra, im wesentlichen nur bei Hochwasser. Dann führen die vereinigten Riesenströme dem Meere ungeheure Massen von Sinkstoffen zu, Massen, die man auf 180 Mill. cbm schätzt und die über eine Fläche von der Größe Deutschlands ausgebreitet werden. In solchen Zeiten entstehen ganze Quadratmeilen neuen Landes, die aber während der Niederwasserperiode zum größten Teile wieder vom Meere zerstört werden, dessen Flut im östlichen Teile des Deltas im Winter 18 bis 24 m hoch steigt.

An wenigen Stellen der Erde sollen sich in kurzer Zeit so große Veränderungen vollziehen wie an der Mündung der genannten indischen Ströme. An solchen Küsten zeigt sich recht deutlich, daß die marine Deltabildung eigentlich nur ein Kampf zwischen Fluß und Meer ist. Jener sucht das Delta vorzuschieben, dieses dagegen die Flußanschwemmungen zu vernichten und wieder eine geradlinige Küste herzustellen.

Die Mächtigkeit des Genfer Rhonedeltas lernten wir oben zu 200—300 m kennen. Andere Deltas besitzen, wie Bohrungen gelehrt haben, noch größere Mächtigkeiten. So ergab eine Bohrung, die im Podelta bei Modena bis 215 m unter den Meeresspiegel ausgeführt wurde, nichts als Flußschutt.

Über die Größenverhältnisse der Deltas sei mitgeteilt, daß das des Nil etwa 22 000, das des Mississippi 36 000, das des Ganges und Brahmaputra 86 000 qkm mißt.

Für das rasche Wachstum mancher Deltas gibt die Geschichte viele schlagende Belege[1]).

So ist das Delta der Rhone im Genfer See seit altrömischer Zeit um etwa 2 km vorgeschritten, da die damalige Hafenstadt Portus Valesiae (jetzt Port Valais) heute ebenso weit vom See entfernt liegt. Schreitet das Wachstum mit derselben Schnelligkeit fort, so wird das Seebecken in etwa 48 000 Jahren ausgefüllt und in eine Alluvialniederung umgewandelt sein[2]).

Viel rascher ist der Fortschritt des Podeltas (vgl. Fig. 366). Hadria (jetzt Adria), die Stadt, die dem Adriatischen Meere den Namen gegeben hat und zu Augustus' Zeit noch Hafenstadt war, liegt gegenwärtig 35 km von der Küste entfernt. Ebenso war Ravenna zur Gotenzeit noch Seestadt, während es jetzt 6,5 km vom Meere abliegt. An der sogenannten Pilamündung des Po schiebt sich das Land jetzt jährlich um 136 m ins Meer vor. Der 1882 in 500 m Entfernung von der Küste erbaute Leuchtturm der Punta Maestra

[1]) Eine interessante Darstellung des Wachstums des Weichseldeltas in den Jahren 1594 bis 1888 gibt ein den Erläuterungen zum Blatte Oliva und Weichselmünde der Geologischen Spezialkarte von Preußen usw. (1 : 25 000) beigegebenes Kärtchen.

[2]) Die großen chinesischen Flüsse werden nach den Berechnungen von M. Reade und Guppy nur etwa 100 000 Jahre brauchen, um das ganze Gelbe Meer auszufüllen.

liegt jetzt über 3 km vom Meere ab. Im ganzen schätzt man den jetzigen Fortschritt des Podeltas auf etwa 70 m im Jahre.

Auch an anderen italienischen Flußmündungen ist der Landzuwachs ein ähnlich rascher. So liegt das etwa um das Jahr 1000 v. Chr. an der Mündung des Arno gegründete Pisa jetzt 12 km vom Meere entfernt.

Ein geradezu erstaunliches Wachstum zeigt das Delta des Terek im Kaspisee, das jährlich um fast 500 m vorrückt.

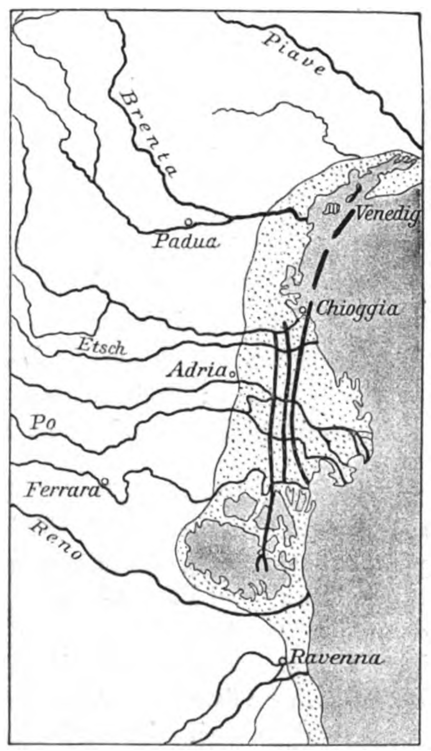


Fig. 366. Fortschritt der Deltaabsätze des Po und seiner Nachbarflüsse in geschichtlicher Zeit (die seitdem entstandenen Landflächen punktiert). Nach E. REYER.

Es erscheint auf den ersten Blick sehr auffällig, daß manche verhältnismäßig schwache Flüsse nicht unerhebliche Deltas bilden, während der Rhein, die Elbe und andere große, in die Nord- und Ostsee mündende Flüsse keine ins Meer fortschreitende Deltas bauen. Auch das Nildelta hat sich seit Jahrtausenden ganz innerhalb des Uferwalles gehalten, der es noch jetzt gegen das Meer begrenzt.

Nach R. CREDNER wäre der Grund dafür darin zu suchen, daß die norddeutsche ebenso wie die nordägyptische Küste sich im Zustande säkularer Senkung befindet[1]). Es liegt nämlich auf der Hand, daß eine Senkung der Küste das Zustandekommen von Deltas wesentlich erschweren muß. Überall wo die Küste schneller sinkt, als der Meeresboden sich durch Flußablagerungen erhöht, können keine sich über die Meeresfläche erhebende Deltas entstehen. Umgekehrt wird eine Hebung der Küste der Deltabildung großen Vorschub leisten. Daraus erklärt sich die von RICHTHOFEN beobachtete Tatsache, daß die im Aufsteigen begriffene Küste Nordchinas riesige,

[1]) ALB. HEIM ist indes überzeugt, daß die schon seit mehreren tausend Jahren geübte künstliche Bewässerung des Nildeltas die Hauptschuld an dessen geringem Wachstum trägt. Beim Rhein kommt nach ihm ebensowenig Hebung oder Senkung der Küste in Frage, sondern die Ästuarisierung des Deltas durch überhandnehmende Flutwirkung: er zeigt noch die Deltaverzweigung; jeder Zweig ist aber zum Ästuar umgeformt (briefl. Mitteil.).

durch die Anschwemmungen der großen Ströme erzeugte Niederungen aufweist, während die zahlreichen Flüsse, die an der sinkenden Südküste des Landes ins Meer münden, keine Deltas hervorgebracht haben.

ALB. HEIM teilt die Deltas folgendermaßen ein:

1. Deltas grobgeschiebiger Flüsse: zusammenhängend, kompakt, lagunenfrei, mehr Flußverschlingungen als Verzweigungen, Böschung stärker.
   a) Mit subaquatischer Rinne (Rhone, Rhein),
   b) ohne subaquatische Rinne (Linth, Tessin, Aare usw.).
2. Deltas feingeschiebiger größerer Flüsse: lagunenreich. Hierher die meisten Deltas.
   a) Über Dünen vorrückend (Po),
   b) von Dünen zurückgestaut (Adour, Senegal).
3. Deltas feinschlammiger Flüsse: verzweigte Schlammsysteme, unvollständiger Lagunenschluß (Mississippi, Wolga).
4. Ästuare: Schlammablagerung infolge der Gezeiten erst außerhalb der Flußmündung im Meere stattfindend.

Ältere, fossile Deltabildungen finden sich in den verschiedensten Gegenden und Formationen. So ist wohl ein großer Teil unserer pflanzenreichen deutschen Keupersandsteine, wahrscheinlich auch ein Teil unserer Perm- und Karbonkonglomerate so zu deuten. Das gleiche gilt von den groben Geröllablagerungen und Sandsteinen der Schweizer Molasse mit ihren tonigen und kohligen, teils brackische, teils Süßwasserkonchylien enthaltenden, an Pflanzen- und Knochenresten reichen Einlagerungen.

Nach den amerikanischen Geologen[1]) würden der oberdevonische Oneonta- und Catskillsandstein des Staates Neuyork, der kanadische Gaspésandstein u. a. m. als mächtige Delta- oder Ästuarbildungen aufzufassen sein. Insbesondere aber trifft diese Deutung für die bekannten, massenhafte Treibhölzer führenden, kreuzschichtigen altkretazischen Sandsteine der Potomacformation zu.

Bäche und Flüsse im Ober-, Mittel- und Unterlauf.

Bei Bächen wie bei Flüssen sind zu unterscheiden: ein oberes oder Sammelgebiet, ein mittleres oder Abflußgebiet und ein unteres oder Ablagerungsgebiet. Bei Flüssen bezeichnet man diese drei Talstrecken als Ober-, Mittel- und Unterlauf.

---

[1]) BARRELL, Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Bull. Geol. Soc. Amer. 23, S. 377, 1912. – DERSELBE, The upper devonian delta of the Appalachian syncline. Amer. Journ. Science Bd. 36 u. 37, 1913, 1914. – GRABAU, Early palaeoz. delta deposits of N. America. Ebenda 24, S. 399, 1913.

Bäche. Ihre Erscheinungen treten am deutlichsten an den natürlichen, noch nicht durch Eingreifen des Menschen geregelten Gebirgsbächen, den sogenannten Wildbächen des Hochgebirges hervor — für gewöhnlich fast trockenen, nach starken Regenfällen und Schneeschmelzen aber plötzlich sehr anschwellenden Wasseradern.

Das Sammel- oder Quellgebiet der Wildbäche, der sogenannte Quelltrichter, stellt eine sich talaufwärts trichterförmig erweiternde Fläche dar, die von zahlreichen, sich nach oben verzweigenden Schluchten eingenommen wird. Alle diese Schluchten sind tief und haben keinen ebenen Talboden, da die Tätigkeit des in ihnen abrinnenden Wassers bei dessen starkem Gefälle lediglich in einem Einschneiden, in der Weitervertiefung der Furche besteht. Die steilen Gehänge werden untergraben und brechen nach, die Schlucht verlängert sich unter gleichzeitiger Verzweigung immer weiter rückwärts. In dieser Laufstrecke herrscht daher durchaus Tiefenerosion.

Die im Sammelgebiete der Wildbäche so häufig eintretenden Gehängerutschungen sind es, welche die Hauptveranlassung zu den so gefürchteten Murbrüchen oder Murgängen[1]) geben. Sie bedingen eine Aufstauung des Wassers, die bei dem nachfolgenden Durchbruche verheerende Schuttströme erzeugt, die alle ihnen entgegenstehenden Gegenstände wegdrücken und schon oft große Strecken von Kulturland in Einöden verwandelt und ganze Dörfer vernichtet haben.

Im Abflußgebiete fließt der Bach in einem geschlängelten Kanal durch den aus dem Sammelgebiete mitgebrachten, hier aber infolge des verringerten Gefälles zur Ablagerung kommenden Schutt hindurch. In dieser Laufstrecke überwiegt die Ablagerung über die Tiefenerosion. Es bildet sich ein ebener Talboden, der infolge der hier herrschenden Seitenerosion in die Breite wächst. Die Gehänge sind weniger steil — es genügt schon ein kleiner Bodenwiderstand, um den Bach abzulenken und die Bildung von Schlingen (Serpentinen) zu veranlassen.

Im Ablagerungsgebiete endlich nimmt das Gefälle so ab, daß der Bach nicht mehr imstande ist, allen mitgebrachten Schutt weiterzuführen. Hier findet infolgedessen Ablagerung oder Auffüllung statt. Es entsteht ein Schuttkegel (siehe S. 405), dessen Spitze sich allmählich immer weiter rückwärts verlegt, während seine Stirn sich immer weiter ins Haupttal vorschiebt[2]). Mündet der Bach in einen See, so bildet sich hier ein Delta.

---

[1]) Stiny, Die Muren. Innsbruck 1910. — Vgl. auch Fr. Frech, Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins Bd. XXXI, 1900.

[2]) Die Schuttkegel der Wildbäche sind oft von erstaunlicher Regelmäßigkeit. Überläßt man den Bach sich selbst, so pendelt er im Laufe der Jahrhunderte auf seinem Schuttkegel hin und her und erhöht ihn regelmäßig in allen seinen Teilen. Die Böschung der Dejektionskegel wächst mit ihrer Trockenheit und der Geschiebegröße. Sie schwankt



Flüsse. Nur der Größe nach von den Bächen verschieden, bieten sie ganz ähnliche Erscheinungen wie diese. Auch bei den Flüssen ist der Oberlauf bei stärkstem Gefälle das Gebiet des Vertiefens, des Einschneidens. Der Querschnitt des Tales ist hier V-förmig (Fig. 367 a).

Fig. 367. Querschnitte eines Flußtales im Ober- (*a*), Mittel- (*b*) und Unterlaufe (*c*).

Im Mittellauf halten bei vermindertem Gefälle Einschneiden und Ablagerung einander ungefähr das Gleichgewicht. Das Tal wächst daher hier in die Breite und erhält einen ⌐_/¬-förmigen Querschnitt (Fig. 367 b).

Im Unterlauf endlich herrscht bei geringstem Gefälle Ablagerung und daher Erhöhung des Flußbettes. Der Querschnitt des Tales nimmt eine noch breitere und flachere Gestalt an (Fig. 367 c).

Alle drei Laufstrecken bieten außer den schon angeführten noch weitere bezeichnende Erscheinungen.

Zu den **Merkmalen des Oberlaufs** gehören Erosionskessel und Klammen, Stromschnellen und Wasserfälle.

Erosions- oder Strudelkessel entstehen in steil fallenden, im anstehenden Gestein eingeschnittenen Felsbetten, besonders in Stromschnellen sowie am Fuße von Wasserfällen. Es sind senkrechte, oft mehrere Meter tief werdende kesselförmige Aushöhlungen im Gestein. Sie entstehen dadurch, daß das mehr stürzende als fließende Wasser Sand und Gerölle in Wirbelbewegung versetzt. Dadurch wirken diese wie Bohrer und höhlen allmählich im Felsboden die fraglichen Kessel aus (Fig. 368).

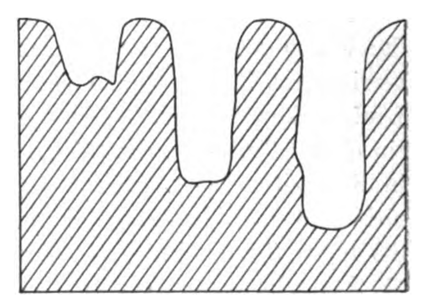


Fig. 368. Durchschnitt durch einen noch in Bildung begriffenen (links) und zwei fertige Riesenkessel (rechts).

J. Brunhes hat sich sehr eingehend mit der Entstehung der Strudelkessel beschäftigt[1]). Bei Freiburg in der Schweiz entstanden nach ihm im

zwischen 1° und 30° und beträgt meistens 3—10°. Das eine Endglied der Reihe ist der völlig trockene Schuttkegel mit der Maximalböschung des Schuttes; das andere das Delta des großen Stromes mit einem Böschungswinkel von nur wenigen Sekunden. In jedes Hauptgebirgstal wachsen aus allen Seitentälern und Schluchten Schuttkegel heraus, zwischen denen sich der Hauptfluß durchschlängelt, indem er ihre Stirn anschneidet. Die Dörfer und besten Ackerflächen liegen meist auf Schuttkegeln (A. Heim).

[1]) Brunhes, Les marmites (Riesentöpfe) du barrage de la Maigrange. Bull. Soc.

Laufe von 18 Jahren eine ganze Reihe solcher zum Teil über 3 m tiefer Kessel.

Zahlreiche Strudellöcher sind im wasserarmen Sommer 1857 am Fuße des Schaffhausener Rheinfalls beobachtet worden. In guter Ausbildung trifft man sie auch in der granitenen Stromschnelle, die das Neckarbett oberhalb der alten Brücke bei Heidelberg durchquert. In großer Menge sind sie weiter im Strombett der Donau am Eisernen Tore sowie im Grunde und an den Wänden des großen Colorado-Cañons vorhanden; und ebenso ist der aus hartem Granit bestehende Boden des Nils an den Katarakten (richtiger

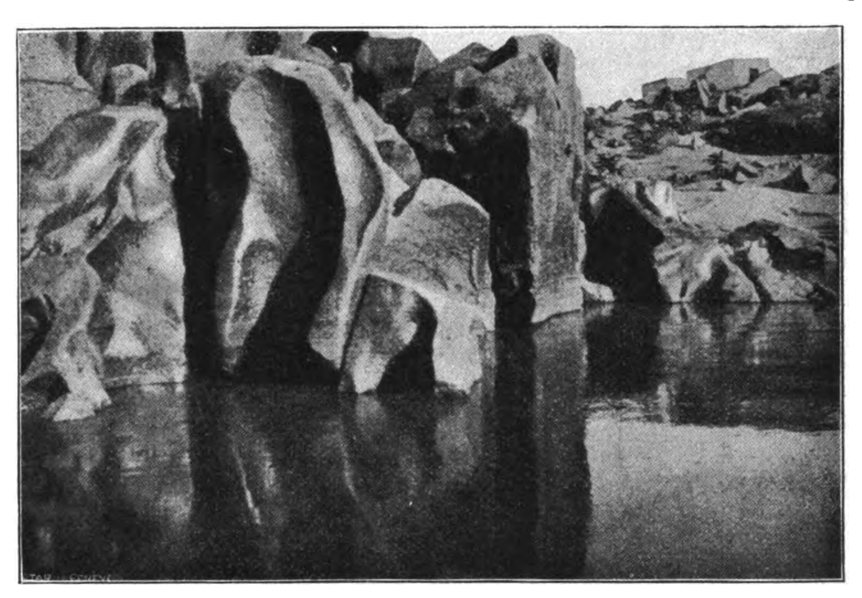


Fig. 369. Eines der granitischen Inselchen bei Assuan mit seinen zahlreichen Strudelkesseln. Nach Photographie von J. Brunhes.

Stromschnellen) von Assuan stellenweise ganz bedeckt mit dichtgedrängten und ineinander einschneidenden Strudeltöpfen (Fig. 369).

Daß es übrigens zur Bildung eines Strudeltopfes nicht unbedingt einer Drehbewegung bedarf, daß vielmehr, wenn das Gestein so weich ist wie Calcit, schon eine gelinde, durch herabfallende Tropfen veranlaßte Schaukelbewegung der Reibsteine zur Schaffung einer solchen Austiefung genügt, lehrt ein im Besitz des Marburger Geologischen Museums befindliches, aus einer westfälischen Kalkhöhle stammendes Auswaschungstöpfchen, das vor kurzem durch Rud. Richter[1]) beschrieben worden ist.

fribourg. de scienc. nat. VII, 1899. — Derselbe, La tactique des tourbillons (Wasserwirbel). Mém. Soc. fribourg. II, S. 4, 1902. — Derselbe, Rôle et l'action des tourbillons. Le Globe, journ. géogr. t. 43. Genève 1904.

[1]) R. Richter, Eigenartige Ausbildung eines „Strudeltopfes" durch schaukelnde Reibsteine. Zentralbl. f. Min. 1915, S. 670.

Auch auf der Felsunterlage der Gletscher werden durch Wässer, die in Spalten des Eises herabstürzen und dort Steine in drehende Bewegung versetzen, ähnliche Kessel ausgearbeitet. Man bezeichnet sie als Gletschertöpfe oder Riesenkessel. Ebenso können an felsigen Meeresküsten

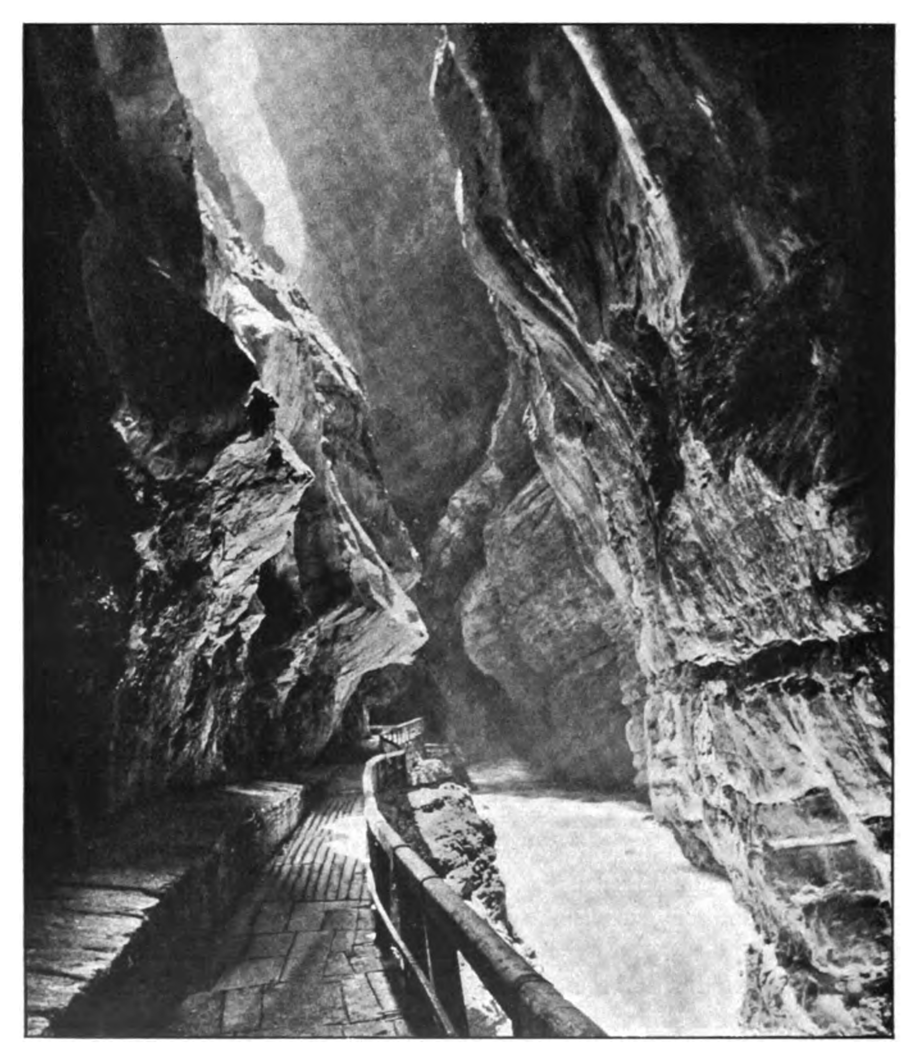


Fig. 370. Taminaschlucht bei Ragaz in der Schweiz.

durch Wirbelbewegungen der Brandungswelle, die Sand und Kies in Drehung versetzt, Erosionskessel von ganz ähnlicher Gestalt erzeugt werden. Man hat diese wohl als Meermühlen bezeichnet.

Klammen. Es sind ungemein enge, spaltförmige Schluchten, die oben nicht breiter sind als unten und keinen Talboden besitzen. Berühmte

Beispiele sind die Partnachklamm bei Partenkirchen, die Taminaschlucht bei Ragaz (Fig. 370), die Aareschlucht bei Meiringen, die Klamm des Trientbaches bei Vernayaz usw.

Die Bildung dieser merkwürdigen Schluchten scheint in nahem Zusammenhange mit derjenigen der Erosionskessel zu stehen. Untersucht man nämlich eine von ihnen genauer, so gewahrt man, daß ihre im allgemeinen glatten Wandungen bis hoch hinauf die Spuren alter Strudelkessel in Gestalt von halbzylindrischen oder nischenförmigen Einbuchtungen erkennen lassen. Man kommt bald zur Überzeugung, daß sie durch Gewässer ausgetieft sein müssen, die bei schnellster, mehr stürzender als fließender Fortbewegung über ein unebenes Felsbett Wirbel erzeugten, die zur Bildung von Strudellöchern führten. Durch die unausgesetzte Vertiefung dieser Löcher, die sich fortwährend an neuen Stellen bildeten und in verschiedenster Weise in die bereits vorhandenen Kessel einschnitten, entstanden dann allmählich in der durch Fig. 371 veranschaulichten Weise jene auffälligen engen steilwandigen Schluchten.

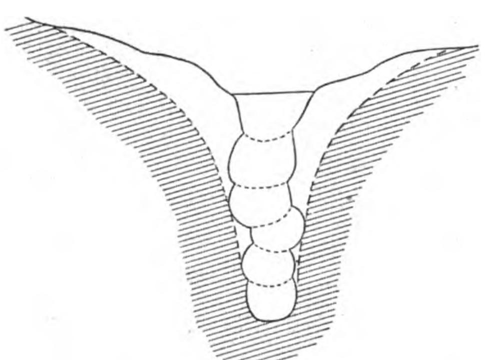


Fig. 371. Auskolkung einer klammartigen Schlucht durch immer tiefer hinabgreifende Strudelkessel.

Zu dieser Auffassung kommt auch J. Brunhes in seinen oben angegebenen Arbeiten. In keiner anderen Form entfaltet nach ihm das Wasser eine solche Erosionskraft wie im Strudel. Die in Wirbelbewegung versetzten Geschiebe feilen den Fels rasch aus und erzeugen Strudelkessel; und indem ein solcher nach dem anderen ausgewirbelt wird, entsteht allmählich eine Klamm. Erst durch die nachfolgende Verwitterung erhalten deren ursprünglich senkrechte Wände mit der Zeit eine nach oben abgeschrägte Böschung.

Viel verbreiteter als Erosionskessel und Klammen sind im Oberlaufe der Bäche und Flüsse Wasserfälle und Stromschnellen. Sie sind immer ein Anzeichen für die Jugend und Unfertigkeit des betreffenden Talstückes.

Wasserfälle und Stromschnellen mögen in manchen Fällen mit einem ursprünglichen Knick oder einem stufenförmigen Abfall des Geländes zusammenhängen; in vielen Fällen aber sind sie auf einen plötzlichen Festigkeitswechsel der Gesteinsunterlage zurückzuführen. Wenn z. B. in dem in Fig. 373 a dargestellten Falle inmitten weicher, leicht erodierbarer Schiefer ein hartes kristallines Gestein auftritt, so wird ein sich bildendes Tal unterhalb des harten Gesteins sich rascher austiefen als in ihm. Es wird dort

allmählich eine Talstufe entstehen, über die der Fluß mit einem Wasserfalle fortstürzt (Fig. 373 b).

Stromschnellen sind in vielen Fällen nur eine letzte Entwicklungsform von Wasserfällen vor ihrem gänzlichen Verschwinden —

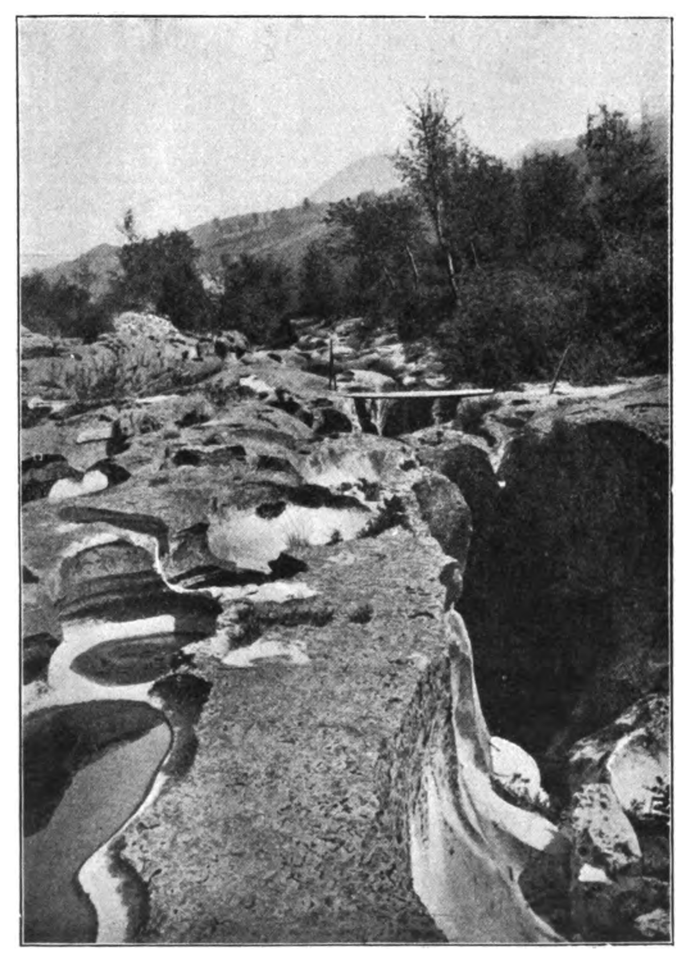


Fig. 372. Mesozoischer Kalk mit zahlreichen Riesentöpfen, die sich rechts bereits zu einem klammartigen Einschnitt verbinden. Pont des Oulles unweit Bellegarde im französischen Jura. Nach Brunhes.

ein Zustand des Falles, in welchem das Wasser nicht mehr über eine Stufe fortfällt, sondern nur noch pfeilschnell über eine Felsschwelle dahinschießt.

Jeder Wasserfall schneidet in die Kante der Stufe ein, über die er hinwegfällt, und schafft sich eine steilwandige Schlucht, die sich in dem Maße verlängert, als der Wasserfall zurückschreitet. Ist schließlich die ganze Stufe

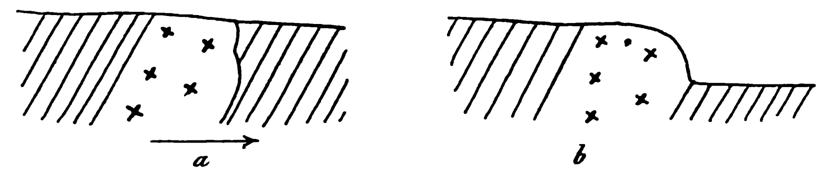


Fig. 373. Entstehung eines Wasserfalles durch ein inmitten weicher Schichten auftretendes hartes Gestein.
Der Pfeil deutet die Neigungsrichtung der Talsohle an.

durchsägt, so bildet die neue Talschlucht einen mit dem über- und unterliegenden Talstücke gleichmäßig abfallenden Talweg (Fig. 375).

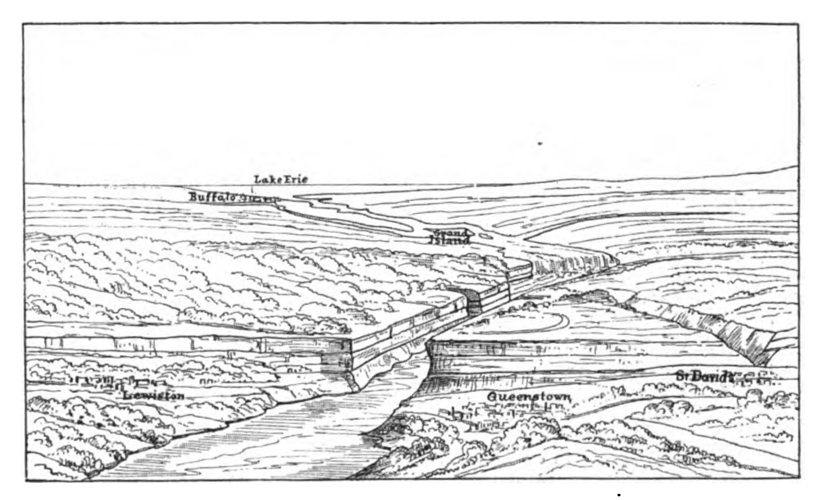


Fig. 374. Ansicht des Niagarafalles aus der Vogelschau. Nach Lyell.

Besonders kräftig erodieren Wasserfälle da, wo bei wagrechter Lagerung über weichen Schichten harte, senkrecht zerklüftete Gesteinsbänke

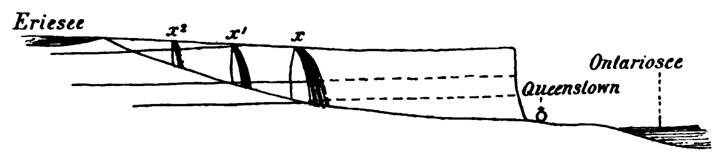


Fig. 375. Profil durch den Niagarafall und seine Umgebung.
x heutige Stelle des Falles. Die Punkte x^1 und x^2 veranschaulichen sein zukünftiges Rückwärtsschreiten.

auftreten. Der Wasserfall greift dann das weiche Gestein stark an und höhlt es aus, wodurch die überliegenden harten Bänke ihren Halt verlieren und stückweise nachbrechen.

Ein großartiges Beispiel eines unter derartigen Bedingungen arbeitenden Wasserfalles stellt der weltberühmte Niagarafall (Fig. 374—377) dar[1]).

Der Niagarastrom bildet bekanntlich den Abfluß des Eriesees zum Ontariosee. In der Glazialzeit wurde der alte Abflußkanal des Eriesees mit Schutt ausgefüllt und dadurch die gestauten Seewässer gezwungen, sich

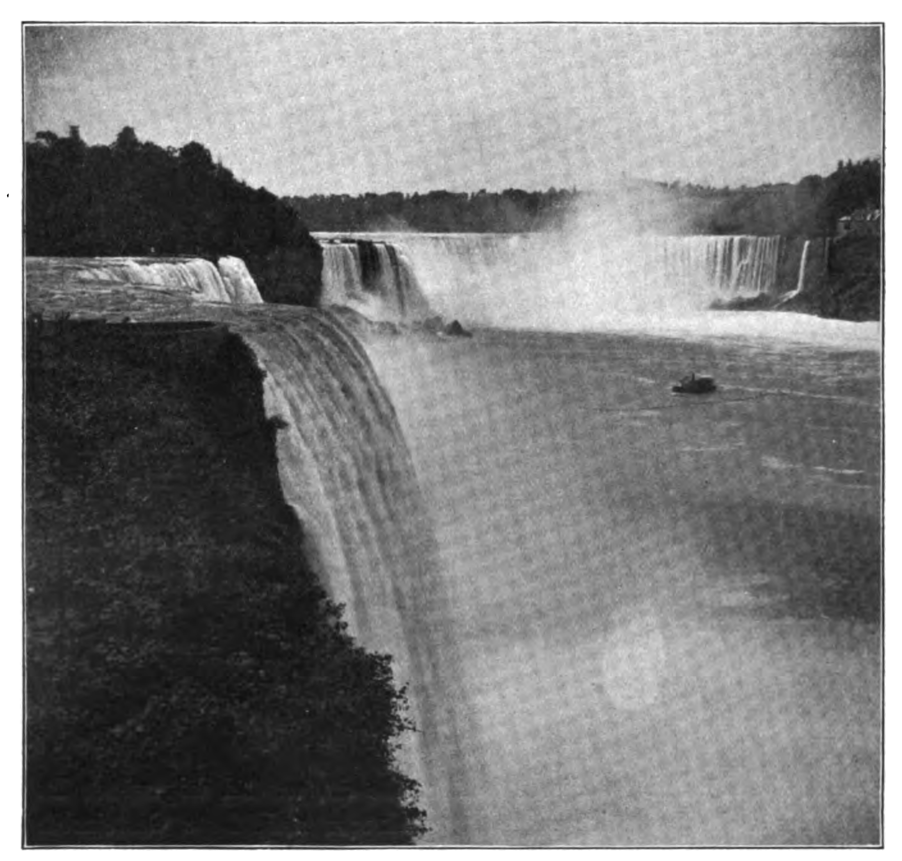


Fig. 376. Ansicht der Niagarafälle von der östlichen (amerikanischen) Seite aus. Links, dem Beschauer zunächst, der amerikanische Fall; rechts der Horseshoe-Fall. Nach Phot.

einen neuen Weg zu suchen. So entstand der jetzige Niagara, der ursprünglich bei Queenstown über die Steilwand fortstürzte, mit der die silurische Kalktafel im S des Ontariosees abbricht. Das herabfallende Wasser unterhöhlte die weichen, den tieferen Teil der Wand bildenden Niagaramergel (2 in Fig. 377) und schnitt sich auch in die diese unterlagernden weichen

---

1) Eine neuere, mit Abbildungen reich ausgestattete Monographie der Niagarafälle verdanken wir A. Grabau (Bull. New York State Museum 1901). — Vgl. auch Spencer, Bull. Geol. Soc. Amer. 1910, S. 433.

Medinaschichten ein, während die obere Platte von hartem Niagarakalk stückweise nachbrach. Nachdem sich der Fall einmal in den Kalksockel eingenagt hatte, rückte er mit der Zeit immer weiter in ihn hinein, und in demselben Maße verlängerte sich die Talschlucht.

Die Tatsache des allmählichen Rückschrittes des Niagarafalls ist sehr bekannt. LYELL, der sich mit dem Gegenstande eingehend beschäftigt hat, kam zu dem Ergebnis, daß der Rückschritt jährlich etwa $^1/_3$ m betrage. In diesem Falle würde der Wasserfall 36 000 Jahre gebraucht haben, um von Queenstown bis zu seiner heutigen Stelle zu gelangen, und er würde weitere 70 000 Jahre nötig haben, um bis an den Eriesee zu gelangen.

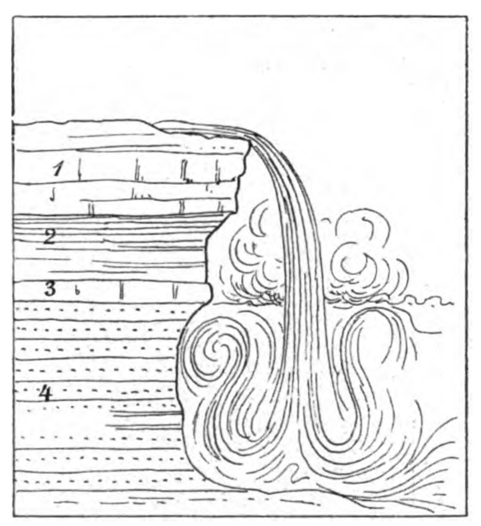


Fig. 377. Profil des Niagarafalles.
1 Niagarakalk, *2* Niagaramergel, *3* Clintonkalk, *4* Medinasandstein und -mergel.

Nach neueren Beobachtungen von WOODWARD hat indes der jährliche Rückschritt in der Zeit von 1842—1875 etwa $^3/_4$ m betragen[1]). Er und K. GILBERT haben daher das Alter der Niagarafälle auf nur 7000 Jahre veranschlagt, während LAWRENCE MARTIN[2]) es auf Grund sorgfältigster neuerer Untersuchungen auf 20—30 000 Jahre schätzt.

Gleich dem Niagarafall rücken erwiesenermaßen auch viele andere Wasserfälle allmählich zurück. So wandern z. B. die kleinen Fälle der Molassebäche im Kanton Zürich jährlich im Mittel 10—60 cm rückwärts; im Hochwasserjahr 1876 aber betrug ihr Rückschritt 2—10 m (ALB. HEIM).

Eine Ausnahme von diesem Verhalten scheint der Rheinfall bei Schaffhausen[3]) zu bilden. Wie die Niagarafälle so verdankt auch er seine Entstehung der Ausfüllung eines älteren, auf der Niederterrasse gelegenen Bettes mit Moränenschutt, die den Fluß zwang, sich ein neues, bis jetzt noch unfertiges Bett im anstehenden Malmkalk auszunagen (vgl. S. 417)[4]).

---

[1]) Bis vor kurzem betrug der Rückschritt nach K. GILBERT (Bull. U. St. Geol. Surv. Nr. 306, 1907) durchschnittlich für den Horseshoe-Fall 5′, für den kleineren amerikanischen Fall mindestens 3″ im Jahre. Jetzt ist er infolge der technischen Ausnützung des Wassers geringer.

[2]) L. MARTIN, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1914/15, S. 9.

[3]) Siehe die Monographie von HUG, Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz 2. Serie, Nr. 15, 1905.

[4]) WÜRTTEMBERGER, Neues Jahrb. f. Min. 1871, S. 582. — WALTER, Vierteljahrsschrift d. Naturwiss. Ges. Zürich 1901.

In den letzten 200 Jahren aber ist nach einer Mitteilung HEIMS der Fall kaum von der Stelle gerückt. Nach HEIM hängt dies mit mehreren besonderen Umständen zusammen: dem Fehlen der am Niagara vorhandenen Unterlagerung härterer durch weichere Bänke, dem Fehlen von Geschieben im Rhein unterhalb des Bodensees, und endlich dem Schutz, den verschiedene den Malmkalk polsterartig überziehende Algen diesem gewähren[1]).

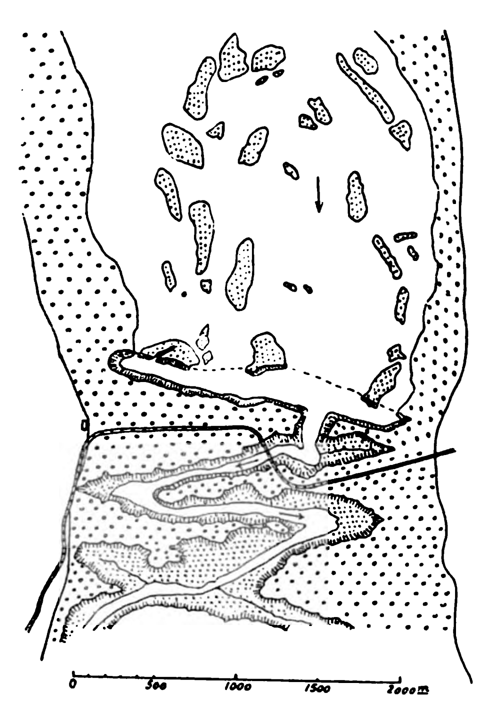


Fig. 378. Kärtchen der Sambesifälle und ihrer Umgebung.
Nach MOLINEYX, LAMPLUGH und eigenen Beobachtungen entworfen von H. CLOOS.

Der Zuvorkommenheit des Herrn Prof. H. CLOOS verdanke ich die Möglichkeit, hier noch eine Abbildung und Kartenskizze eines anderen sehr bemerkenswerten Wassersturzes, der weltberühmten Viktoriafälle des Sambesi geben zu können. Diese Fälle — wie beim Niagara handelt es sich nicht um einen einzigen einheitlichen Sturz, sondern um eine ganze Kette von durch Inseln unterbrochenen Teilfällen — sind besonders durch zwei Umstände merkwürdig: 1. durch den außerordentlichen Unterschied in der Breite des Stroms oberhalb und unterhalb des Falles — oberhalb beträgt diese (bei freilich noch nicht 1 m Wassertiefe) über $1^1/_2$ km, unterhalb aber, in der sogenannten „Schlucht“, kaum 100 m, an der schmalsten Stelle sogar nur 72 m — und 2. durch die wunderliche zickzackförmige Gestalt der 120 m tiefen cañonartigen Schlucht.

Die Erklärung des Falls ist schwierig. E. PHILIPPI[2]) hat sicherlich recht, wenn er meint, daß falls der Fall stets seine heutige Breite gehabt hätte, er notwendig einen ebenso breiten Cañon hätte erzeugen müssen. LIVINGSTONE, der Entdecker der Fälle, wollte daher die Mäanderwindungen der Schlucht aus tektonischen Spalten im Flußbett erklären — eine Auffassung, die uns heute unhaltbar erscheint (siehe PHILIPPI, S. 575). PHILIPPI glaubt vielmehr, daß bis vor kurzem der Fall noch hoch und schmal gewesen sei und in dieser Form den Cañon zurückverlegt habe. Erst in geologisch jüngster Zeit habe

[1]) Eine der stärksten unter ihnen ist die lederartige krustenbildende Alge *Rhodoplax Schinzi*, SCHMIEDLE (Bull. de l'herbier BOISSIER I, 2. série, S. 1007, 1901).

[2]) PHILIPPI, Geogr. Zeitschr. Bd. 11, S. 654, 1905.

sich der Fall — ausnahmsweise und wohl auch nur vorübergehend — von der Seite her in seine letzte Mäanderwindung gestürzt. Zu dieser Abweichung sei er durch eine tektonische Senkung der Ostseite genötigt worden.

Die gleiche Senkung würde nach der Ansicht von Cloos (briefliche Mitteilung) zwar die große Breite des Stromes dicht oberhalb des Falles erklären, aber nicht die ebenso große und größere Breite des alten hochliegenden Strombettes, das mit Flußkies bedeckt, auch im S des Falles fortsetzt (Fig. 378). Cloos hält es daher für wahrscheinlicher, daß der Oberlauf des Sambesi stets (auch bei einer viel südlicheren Lage des Falles) erheblich breiter gewesen ist als der Unterlauf, und daß also auch früher immer wieder die Bedingungen

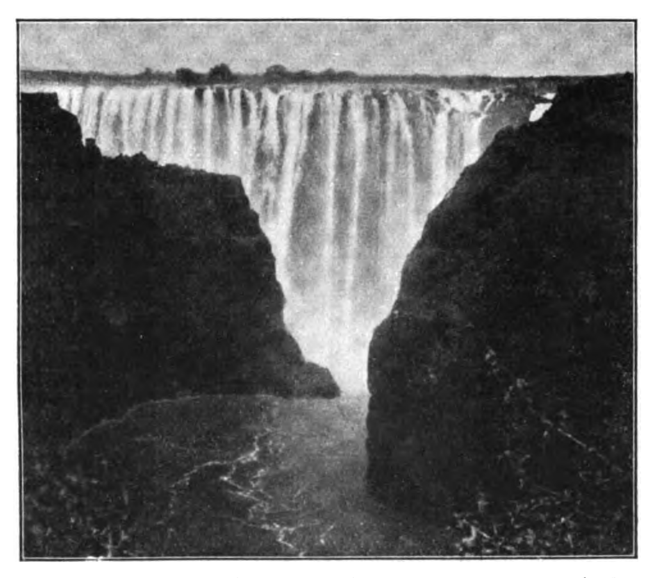


Fig. 379. Ansicht des Falles von der Eisenbahnbrücke über der Schlucht. Nach Phot.

für einen Überfall von der Form des gegenwärtigen Sturzes verwirklicht waren. Die Zickzackgestalt des Cañons würde sich danach aus der abwechselnden Tätigkeit von breiten seichten und von hohen schmalen Fällen erklären; möglicherweise hat stets — ähnlich wie heute der auch bei Niederwasser immer gefüllte Teufelsfall (devils cataract) am Westende der Fälle — ein schmaler starker Arm die Haupterosionsarbeit geleistet, während die übrige Wassermasse in breiter und dünner Verteilung und daher wenig wirkungsvoll über die Seitenwände des Cañons herabfloß. Die starke Aufstauung des Stromes oberhalb der Fälle erklärt sich nach Cloos wohl ausreichend aus dem flach gegen die Strömung gerichteten Einfallen der Basalttafel, über die er herabstürzt. Die Beschaffenheit des Basalts wäre insofern von Bedeutung für die Bildung des Falles, als dieser bis zur Tiefe der Schlucht nirgends von weicheren Lagen unterbrochen oder unterlagert wird, dafür

aber eine Klüftung besitzt, welche die Erosion in der ganzen Höhe der Wände begünstigt.

Diese Basalttafel begleitet übrigens den Cañon noch über seine ganze Länge von etwa 70 km stromabwärts. Ihre ungleiche, nach O abnehmende Dicke läßt aber eine Verwertung des Falles als geologischer Chronometer auf immer untunlich erscheinen.

So weit die sehr dankenswerten Mitteilungen des Herrn Cloos. Sie zeigen zur Genüge, welche Schwierigkeiten die Erklärung der Entstehung der Sambesifälle verursacht. Dies beeinträchtigt aber in keiner Weise den Wert, den diese Fälle als Beweis für die Bedeutung junger Bodenbewegungen für die Herausbildung von Wasserfällen haben. Diese Bewegungen haben sich ja auch in anderen Teilen von Afrika geltend gemacht und sind unter anderem die Ursache der bekannten Stromschnellen unweit der Mündung des Kongo.

Der **Mittellauf der Flüsse** ist vor allem durch die Neigung zur Bildung von Flußschlingen, Flußinseln und Umlaufbergen gekennzeichnet.

Flußbiegungen oder -schlingen (Serpentinen, Mäander (Fig. 380—384). Ihre Bildung hängt, ebenso wie die Schlängelung der Wildbäche im Abflußgebiete, mit der wesentlichen Gefällsverringerung dieser Laufstrecke im Vergleich mit der im Oberlaufe des Flusses zusammen. Infolge davon wird der Fluß überall, wo er auf einen Widerstand — eine festere Geröll- oder Kiesbank, eine schwerer erodierbare Gesteinsmasse usw. — trifft, aus seiner Richtung abgelenkt und an das Ufer gedrängt. Hier abprallend, wird er auf die gegenüberliegende Talseite geworfen, um von dort abermals zurückzupendeln. Er büßt auf diese Weise die Geradlinigkeit seines Laufes ein und beginnt sich in Schlangenlinien zu bewegen. Sie sind im Mittellaufe aller Flüsse etwas Häufiges. Ihre Größe wächst mit der des Flusses. Sie haben nicht nur eine Verlängerung des Flußlaufes, sondern auch eine Verbreiterung des Tales zur Folge.

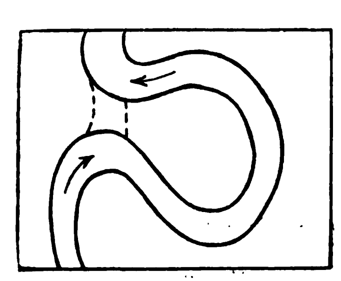


Fig. 380. Inselbildung durch Flußschlingen.

Der Rhein zwischen Basel und Mainz, die Weser zwischen Minden und Bremen und viele andere Ströme bieten bekannte Beispiele für Flußmäander im Tieflande. Wo solche im Hoch- oder Gebirgslande liegen und tief eingeschnitten sind, wie im Lahn- und Moseltale (Fig. 384), im Tal der Aare bei Bern usw., da stammt ihre ursprüngliche Anlage aus einer älteren Zeit, in welcher der Fluß noch in höherem Niveau floß. Wenn, wie bei der Lahn und Mosel, die örtliche Erosionsbasis — in diesem Falle das Rheintal —

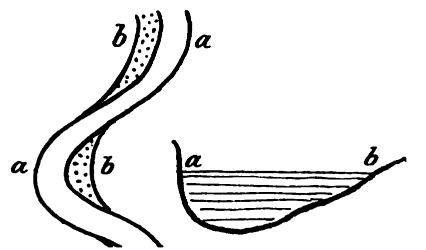


Fig. 381. Grund- und Aufriß einer Flußschleife, zur Veranschaulichung der Lage von Steil- (*a*) und Flach- (*b*) Ufer.

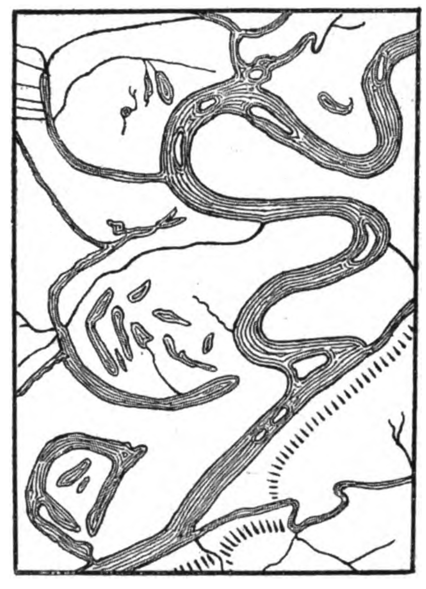


Fig. 383. Altwasser des Mississippi bei Neukarthago. Nach Peschel.

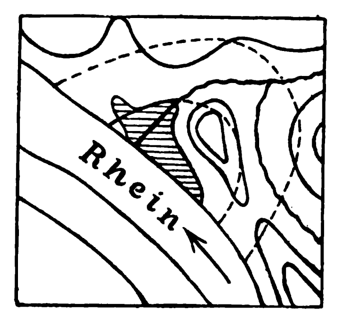


Fig. 382. Alte Rheinschlinge bei Braubach.

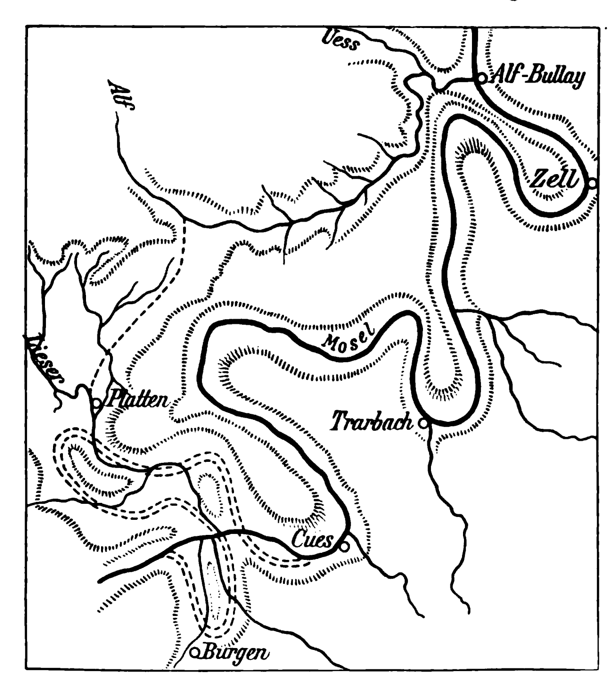
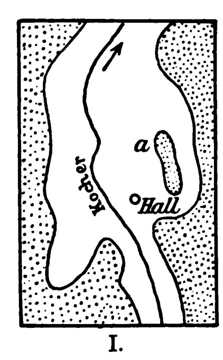


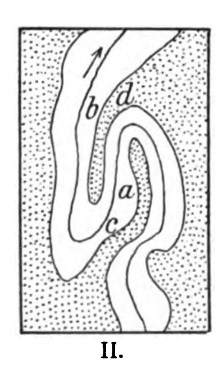
Fig. 384. Kärtchen eines Stücks des Moseltales.
Die gestrichelten Linien oberhalb Cues bezeichnen eine ältere (diluviale) Flußschlinge. Nach Bruno Dietrich (Verh. d. Naturhist. Vereins Rheinland-Westfalen 1910, 67).

eine Senkung erfuhr, so wurden die Flüsse gezwungen, aufs neue in ihre Unterlage einzuschneiden. Die Flußschleifen sanken infolgedessen unter Beibehaltung ihrer alten Gestalt immer tiefer ein, so daß sie jetzt an der Mosel mehr als 200 m unter ihrer ursprünglichen Höhe liegen.

So groß aber die Flußkrümmungen mitunter auch werden, so bleiben sie doch ohne Einfluß auf die allgemeine Richtung des Flusses. Denn so oft der Fluß auch abbiegt, immer wird er wieder unter gleichem Winkel zurückgeworfen. Dies wird sehr gut durch das vorstehende Kärtchen eines Stücks des Moseltales veranschaulicht, welches auch dadurch lehrreich ist, daß es außer dem jetzigen noch diluviale Flußläufe angibt. Man sieht, daß die Hauptrichtung des Flusses seit alten Zeiten unverändert geblieben ist.



I.



II.

Fig. 385. Kochertal bei Hall in Württemberg. Nach SCHEU[1]).
I. gegenwärtige, II. frühere Talgestalt. Flußdurchbrüche bei *c* und *d* führten zur Bildung von Umlaufbergen, deren einer (*a*) noch erhalten, der andere (*b*) zerstört ist.

In jeder größeren Flußschlinge hat das äußere konvexe Ufer den vollen Druck der Strömung auszuhalten, während dieser auf der inneren konkaven Seite schwach ist. Daher wird die äußere Seite unterwaschen — es entsteht hier ein Steilufer — und größte Flußtiefe und Stromstrich rücken hart ans Ufer heran; auf der inneren Seite dagegen werden Sand und Kies abgesetzt und es entsteht ein Flachufer (Fig. 381).

Flußinseln entstehen dadurch, daß die beiden Äste einer Flußschlinge sich sehr nahe kommen und infolge der entgegengesetzten Strömungsrichtung in beiden Ästen der trennende Hals durchschnitten wird (Fig. 380). Fließt die Hauptmasse des Wassers auf dem neuen Wege ab, so wird das ältere bogenförmige Flußstück infolge von Sedimentabsatz an seinen Enden mit der Zeit versanden und sich in einen toten Arm verwandeln. Beim Rhein, Mississippi (Fig. 383) und vielen anderen Flüssen sind solche verlassene Arme, sogenannte Altwasser, sehr häufig.

[1]) SCHEU, Zur Morphologie der schwäbisch-fränkischen Stufenlandschaft. Stuttgart 1909.

Vollziehen sich ähnliche Abschnürungen im Berglande, so entstehen mehr oder weniger hohe, sich aus dem Tale erhebende Einzelberge, die man mit SCHEU als Umlaufberge bezeichnen kann (Fig. 385).

Im **Unterlaufe der Flüsse** endlich sind im Zusammenhange mit der hier vorherrschenden Ablagerung Auffüllungen und Erhöhungen des Bettes, die Bildung von Hochflutbetten und Uferwällen, Stromablenkungen und Flußzerteilungen häufige und bezeichnende Erscheinungen.

Betterhöhungen sind im Unterlaufe von Flüssen, die große Massen Schutt mit sich führen, etwas ganz Gewöhnliches. Ein altbekanntes Beispiel bildet der Po in der Lombardischen Tiefebene, dem ein jeder der vielen ihm von den Alpen aus zugehenden Nebenflüsse neue Geröllmassen zuträgt. Die Folge davon ist eine beständige Erhebung seines Bettes. Um den damit verbundenen Überschwemmungen zu steuern, baggert man seit alten Zeiten bei niederem Wasserstande sein Bett aus und benutzt das ausgeschachtete Geröll zur Erhöhung der Uferdämme. Die Erhöhung des Flußbettes wird aber dadurch nur verzögert, nicht verhindert; und so kommt es, daß das Bett des Po sich im Laufe der Zeit so gehoben hat, daß es schon bei Ferrara ein Meter über der umgebenden Ebene liegt und sich weiter abwärts noch erheblich höher über sie erhebt. Will man in dieser Gegend den Fluß überschreiten, so steigt man nicht wie bei anderen Flüssen zu ihm hinab, sondern am Abhange eines langen, die Niederung durchziehenden Rückens hinauf, auf dessen Höhe man mit Überraschung den Fluß hinströmen sieht.

Auch die Unstrut ist ein kleiner Po. Wo sie aus der engen Sachsenburger Pforte in die weite Goldene Aue eintritt, findet infolge der plötzlichen Gefällabnahme eine so starke Erhöhung des Flußbettes statt, daß ihr Spiegel sich bereits erheblich über das Straßenpflaster der Stadt Artern erhoben hat. Die vom benachbarten Kyffhäuser herkommenden Bäche, die ehemals bei Artern in die Unstrut mündeten, können dort nicht mehr in sie einfließen. Man führt sie daher in einem Tunnel unter der Unstrut hindurch und dann in einem fast wagrechten Kanal mehrere Stunden abwärts, bis endlich so viel Gefälle gewonnen ist, daß sie in den Fluß eingeführt werden können.

In kleinerem Maßstabe ist Ähnliches nicht selten. So bei Ockershausen unterhalb Marburg, wo der aus dem sogenannten Soldatengraben kommende Bach bei seinem Eintritt ins Lahntal den vielen bis dahin mitgebrachten Schutt plötzlich fallen läßt. Dadurch ist hier im Laufe der Zeit ein kilometerlanger, am oberen Ende mehrere Meter hoher Damm entstanden, auf dem der Bach zur Lahn abfließt. Auch oberhalb Riva am Gardasee kann man beobachten, wie alle aus den Hängetälern der rechten (westlichen)

Talseite kommenden Seitenflüsse in der breiten Talaue der Sarca hohe Schuttwälle abgesetzt haben, auf denen sie dem Hauptflusse zueilen.

Es liegt auf der Hand, daß bei Flüssen wie der Po, die ihr Bett unausgesetzt erhöhen, sehr leicht eine Verschlämmung des Flußkanals mit Sinkstoffen eintreten wird, die zu einem seitlichen Durchbruch und unter Umständen zu einer dauernden Flußablenkung führen kann. Solche Vorgänge sind in der Tat nicht ganz selten. Vielleicht das großartigste Beispiel dafür bietet der Gelbe Fluß oder Hoangho, der

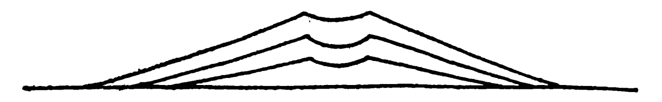


Fig. 386. Allmähliche Erhebung eines Flußbettes infolge fortgesetzter Geröllablagerung.

„Kummer Chinas". Dieser Riesenstrom, der seinen Namen der außerordentlichen Menge seiner schwebenden Teilchen — besonders eingespülter Löß — verdankt, lagert in seinem Unterlauf so gewaltige Schlammassen ab, daß sein Bett zuweilen fast ganz verstopft wird. Tritt dann außergewöhnlich starkes Hochwasser ein, so vermag der Flußkanal die vermehrte Wassermasse nicht mehr zu beherbergen. Der Strom durchbricht seine Dämme und erzwingt sich unter furchtbaren Überschwemmungen ein neues Bett. Die älteste geschichtlich bekannte Mündung des Hoangho lag fast 700 km

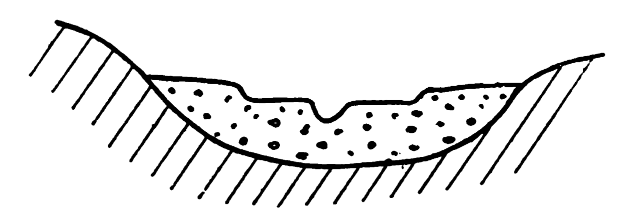


Fig. 387. Querprofil eines Flußtales mit Hochflutbett.

nördlich von derjenigen, die er vom 13. Jahrhundert an bis 1856 festgehalten hat. In diesem Jahre schuf er sich ein weiter nördlich liegendes Bett, welches er aber bereits 1875 zugunsten des südlichen verließ. Bei einer abermaligen Verlegung im Jahre 1887 kam die Länge des neugebildeten Flußlaufs etwa der Entfernung Wien—Hamburg gleich. Diese Flußverlegungen gehören, wenn man die Zahl der vernichteten Menschenleben berücksichtigt, zu den größten aller geologischen Verheerungen.

Aus der allmählichen Abnahme des Fortführungsvermögens der Flüsse und Ströme im Unterlaufe erklärt es sich, daß sie den aus den oberen Talstrecken mitgebrachten Schutt in der Regel nur noch bei Hochwasser fortzuschaffen vermögen. Solche Ströme pflegen außer ihrem gewöhnlichen

Bette noch ein zweites, höheres zu besitzen, das nur zu Hochwasserzeiten benutzt wird, das sogenannte Hochflutbett oder die Inundationsfläche (Fig. 387). Wechseln die Wasserstände in hohem Maße, wie bei den großen südrussischen Strömen, so können sich sogar mehrere, in verschiedener Höhe übereinanderliegende Hochflutbetten ausbilden. In besonders ausgeprägter Weise soll nach RICHTHOFEN beim Yangtsekiang in einem großen Teile seines Laufes ein zweistöckiges Bett ausgebildet sein.

Außer dem Bette erhöhen die Tieflandflüsse in ihrem Unterlaufe auch ihre Ufer, indem sie hier Uferwälle absetzen. Diese Wälle wachsen mit der Erhöhung des Flußbettes immer höher empor. Der Stromspiegel kann sich dadurch so heben, daß man jene Wälle nur zu durchstechen braucht, um das umliegende Land künstlich zu bewässern — wie dies die Kirgisen in der Niederung des Amu-Darja tun. Am unteren Mississippi beträgt die Höhe der Uferwälle stellenweise 1,5 m, sinkt aber an seiner Mündung auf 0,5 m herab.

Eine letzte bezeichnende Erscheinung im Unterlaufe größerer Flüsse sind Stromzerteilungen. Ein Blick auf eine Karte der Rhein-, Maas- oder auch der Donaumündung, ebenso wie die Betrachtung unserer obigen Kärtchen des Nil- und Mississippideltas (S. 481) wird genügen um zu erkennen, wie häufig diese Zerteilung im Mündungsgebiete der Ströme ist.

Im Zusammenhange mit Flußablenkungen wie die des Hoangho, die durch Ablagerungen des Flusses selbst herbeigeführt werden, seien hier noch Veränderungen des Flußlaufes besprochen, die durch Ausfüllung des Flußbettes mit fremdem Schutt verursacht werden.

Beispiele dieser Art sind besonders aus Amerika bekannt geworden. So ist schon früher erwähnt worden, daß der heutige Niagarafluß dadurch entstanden ist, daß der präglaziale Abflußkanal des Eriesees in der Eiszeit mit Glazialschotter ausgefüllt und dadurch die Seewässer gezwungen wurden, sich einen neuen Abfluß zu suchen (vgl. S. 494). In ähnlicher Weise wurde auch das alte breite Tal des Minnesotaflusses während der Eiszeit mindestens 60 m hoch mit Schutt erfüllt. Die Wässer mußten sich daher ein neues Bett schaffen, und so entstand das jetzige enge, ganz in Fels ausgearbeitete Erosionstal des Mississippi, welches sich seit der Eiszeit vom Fort Snelling bis zu den Fällen von St. Anthony bei Minneapolis eingeschnitten hat (Fig. 388)[1]).

[1]) Nach Berechnungen von WINCHELL, die sich auf die Schnelligkeit des Rückschritts der genannten Fälle in den letzten Jahrhunderten stützen, sind zur Ausfurchung dieses neuen Talstückes etwa 8000 Jahre erforderlich gewesen.



In der Nordschweiz gibt es zahlreiche Beispiele von diluvialen Flußverlegungen. Als ein solches sei genannt das die Schaffhausener Fälle einschließende Stück des Rheintales (vgl. Profilskizze und Kärtchen auf S. 417). Auch hier wurde in der letzten Eiszeit das alte Rheinbett mit Glazialschutt ausgefüllt. Als später der Fluß nach vielen Hin- und Herschwankungen wieder einzuschneiden begann, fand das Einschneiden an anderer Stelle statt und so entstand die heutige Flußrinne.

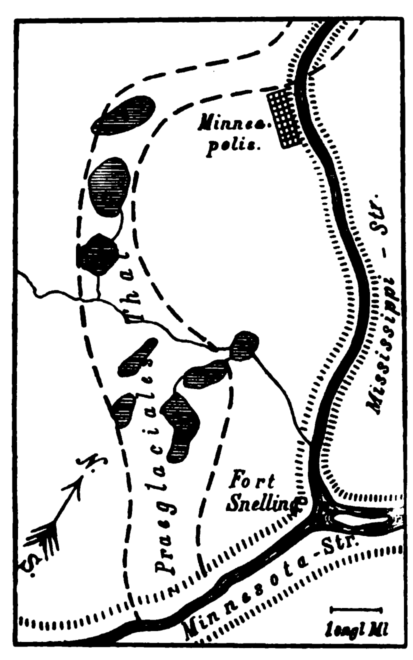


Fig. 388. Kärtchen des Mississippi- und des Minnesotaflusses bei Minneapolis. Nach Fred. Wright.

Auch die großen norddeutschen Flüsse besaßen, wie Girard und Berendt gezeigt haben[1]), ehemals statt der jetzigen nördlichen eine nach W oder WNW gehende Richtung. So setzt sich z. B. unterhalb Fordon, wo die Weichsel jetzt ihre alte Richtung verläßt und sich in einem engen Durchbruchstale nach N wendet, das Tal in gerader Richtung als weite offene Rinne fort, so daß es keinem Zweifel unterliegen kann, daß der Fluß seinen Lauf ehemals auf diesem Wege genommen hat und erst später nach N durchgebrochen ist.

In Norddeutschland waren ehedem vier Hauptflüsse vorhanden: 1. das alte Weichsel- oder Thorn-Eberswalder Tal (Fig. 389, IV), 2. das alte Oder- oder Warschau-Berliner Tal (III), 3. das südlich davon liegende, ihm parallele Glogau-Baruther (II) und 4. das alte Elbtal (I). Zu diesen vier Urtälern hat Keilhack unlängst noch ein weiteres nördlichstes hinzugefügt, das von Danzig nach der Odermündung und von da bis nach Stralsund zu verfolgende Pommersche Urstromtal (V).

Die Stadt Berlin liegt in einem solchen Urtale, dem der alten Oder. Daraus erklärt sich die stellenweise über eine Meile betragende Breite dieses Tales, das zwar von der Spree durchflossen wird, aber nicht von ihr geschaffen wurde, in welchem vielmehr, wie Berendt treffend bemerkt hat, der Fluß sich ausnimmt wie die Maus im Käfig des entsprungenen Löwen.

[1]) Girard, Die norddeutsche Tiefebene. Berlin 1855. — Berendt, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1879, S. 1, T. 1. — Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes 1909, S. 212. — Keilhack, Tal- und Seebildung im Gebiete des baltischen Höhenrückens. Verh. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1899. — Derselbe, Stillstandslagen des letzten Inlandeises usw. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1898, S. 90.

Die Gründe für diese großen Flußverlegungen sind noch nicht völlig klar. G. Berendt hat zuerst versucht, sie aus den Verhältnissen der Eiszeit zu erklären. Der Norden Deutschlands war damals mit gewaltigen, sich ruckweise nach N zurückziehenden Eismassen bedeckt. Während nun die großen ost-westlichen Urtäler am jeweiligen Rande des Binneneises entstanden, sollen ihre süd-nördlichen Verbindungsstücke auf tiefe Schmelzrinnen zurückzuführen sein, die bei jedem ruckweisen Rückzuge des Eises ausgewaschen wurden. K. Keilhack hat sich diesen Anschauungen im wesentlichen angeschlossen. Auch nach ihm wäre die Entstehung der alten Ost-Westtäler zurückzuführen auf längere Stillstandsperioden des etappenweise nach N zurückweichenden Landeises, während welcher die sich vor dem Eisrande

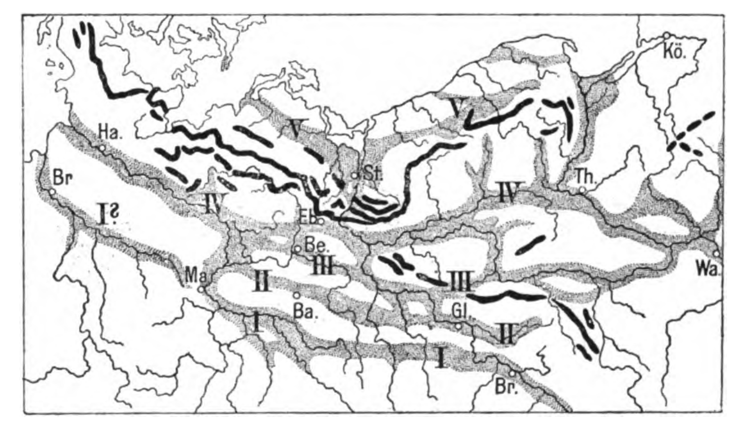


Fig. 389. Übersichtskärtchen der Urstromtäler (grau) Norddeutschlands. Nach Keilhack und Wahnschaffe[1]). Schwarz: die großen Endmoränenzüge.

sammelnden Schmelzwässer tiefe Rinnen auswuschen. Die verbindenden südnördlichen Talstrecken dagegen sollen herrühren von Durchbrüchen der gestauten Wässer, die — unter teilweiser Benutzung schon vorhandener Wasserrinnen — bei jeder größeren Nordwärtsverlegung des Eisrandes eintraten.

Ein bemerkenswerter neuester, durch menschliches Verschulden herbeigeführter Fall von Flußdurchbruch betrifft den Colorado. Vor 17 Jahren wurde unterhalb Yuma (nahe der mexikanischen Grenze) ein Kanal angelegt, der vom Colorado her der tiefliegenden, im W des Stromes gelegenen Salzsteppe — einem bis 91 m unter den Meeresspiegel hinabreichenden, ehedem einen Teil des Kalifornischen Meerbusens bildenden Gebiete —

[1]) Eine genauere Darstellung der diluvialen Flußläufe Norddeutschlands findet sich in des Verfassers Geologischer Formationskunde 1913, S. 711 ff. — Die neueste Übersichtskarte der Urstromtäler und Endmoränen Norddeutschlands findet man in Stilles Geologischen Charakterbildern, Heft 19: Wahnschaffe, Endmoränen des norddeutschen Flachlandes, 1913.

Wasser zuführen sollte. In diesen Kanal hat sich der Colorado mit voller Wucht ergossen und ihn bald so vertieft, daß jetzt seine gesamte Wassermasse auf diesem neuen Wege, nach W zu abfließt, während kein Tropfen mehr in den Kalifornischen Golf gelangt. Die ehemalige Salzwüste ist dadurch in einen weiten See verwandelt worden, der bald einen Umfang von 1800 qkm erlangte und eine Verlegung der durch dies Gebiet hindurchführenden südpazifischen Eisenbahn nötig machte[1]).

Mit wenigen Worten sei hier endlich noch auf das sogenannte BAERsche Gesetz eingegangen.

Auf Grund der Tatsache, daß die großen, dem Eismeer zufließenden sibirischen Flüsse meist auf der rechten Seite ein Steilufer, auf der linken dagegen ein Flachufer besitzen, hatte K. E. v. BAER die Ansicht ausgesprochen, dies Verhalten sei aus der Erdrotation zu erklären, infolge welcher auf der nördlichen Halbkugel die in meridionaler Richtung nordwärts fließenden Ströme, weil sie in Gebiete immer geringerer Drehungsgeschwindigkeit gelangen, einen Druck auf ihr rechtes, also östliches Ufer ausüben und dieses unterwaschen müßten. Südwärts strömende Flüsse der Nordhalbkugel müßten umgekehrt ihr westliches (also auch wieder rechtes) Ufer unterwaschen, während auf der südlichen Halbkugel unter gleichen Verhältnissen dasselbe mit dem linken Ufer geschehen müßte.

Man hat das BAERsche Gesetz auch zur Erklärung der Verlegung der norddeutschen Ströme zu verwerten gesucht; aber ganz davon abgesehen, daß das Steilufer meridional verlaufender Ströme keineswegs immer so liegt, wie es nach v. BAER der Fall sein müßte, haben auch eingehende mathematische Erörterungen der Frage gezeigt, daß der sich aus der Erdumdrehung ergebende einseitige Druck des Flusses, wenn auch theoretisch eine Notwendigkeit und praktisch sicher nicht ohne Einfluß, so doch zu gering ist, um die ihm zugeschriebenen beträchtlichen Wirkungen auszuüben[2]).

D. Talbildung oder Erosionsvorgänge[3]).

Wie schon früher hervorgehoben, versteht man unter Erosion die einschneidende, austiefende Arbeit jedes über die Oberfläche fortströmenden

[1]) ERDMANN, Petermanns Mitteil. 1907. — MENDENHALL, U. St. Geol. Surv. Watersupply Pap. Nr. 225, 1909.

[2]) ZÖPPRITZ, Verhandlungen des Deutschen Geographentages zu Halle 1882. — DUNCKER, Zeitschr. d. ges. Naturwiss. 1875 u. 1882. — KLOCKMANN, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1882, S. 173. — WAHNSCHAFFE, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes 1909, S. 230. — BR. NEUMANN, Inaug.-Diss. Königsberg 1893.

[3]) Als wichtigste Literatur seien genannt: RÜTIMEYER, Tal- und Seebildung. Basel 1869. — J. DANA, Manual of Geology 4. Aufl., S. 181, 1895. — GILBERT, Geology

Wassers. Es werden dadurch Bodenfurchen erzeugt, die sich allmählich zu Tälern ausgestalten. Die Ausdrücke Erosion und Talbildung sind daher wesentlich gleichbedeutend.

Die Stärke der Erosion hängt ab 1. von der Arbeitskraft des Wassers, 2. von der Widerstandsfähigkeit des Bodens und 3. von der ursprünglichen Geländegestaltung.

In betreff des ersten Punktes ist bereits früher hervorgehoben worden, daß die Arbeitsleistung des Wassers durch seine lebendige Kraft bestimmt wird, die ihrerseits von der Wassermenge und der Schnelligkeit seiner Bewegung oder seinem Gefälle abhängt. Das Gefälle der Bäche und Flüsse ist bekanntlich im allgemeinen in ihrem Quellgebiete am stärksten und nimmt von dort aus mit ihrer Lauflänge ständig ab. Die Wasserfülle pflegt umgekehrt mit der Lauflänge immer größer zu werden. Sie unterliegt für jeden Punkt des Flußlaufes mehr oder weniger großen zeitlichen Änderungen. Doch kommt für die Erosionsfähigkeit eines Wasserlaufs weniger die durchschnittlich in ihm abfließende Wassermenge in Betracht als vielmehr diejenige, die er zu Hochwasserzeiten führt. Dies hängt damit zusammen, daß wenn die Wassermasse sich verdoppelt oder verdreifacht, die mechanische Leistungsfähigkeit weit stärker steigt. Viele Flüsse erodieren daher nur in den verhältnismäßig rasch vorübergehenden Hochwasserzeiten. So die großen Ströme Südrußlands, deren Wasserfülle durch Schneeschmelze auf das 20—30fache der gewöhnlichen anwachsen kann. In noch höherem Maße ist natürlich die Austiefung kleinerer, den größten Teil des Jahres über trockenliegender Regenfurchen und Runsen an gelegentliche, besonders heftige Regen und Wolkenbrüche gebunden.

In zweiter Linie kommt für die Erosion die Widerstandsfähigkeit des Gesteins gegen die Angriffe des darüber wegströmenden Wassers in Betracht. Natürlich spielt hier einmal die F e s t i g k e i t des Gesteins eine Rolle, weil das Wasser in festem Gestein schwerer einschneidet als in weniger festem.

---

of the Henry Mountains Kap. 5, S. 99—150. Washington 1877. — TIETZE, Über die Bildung von Quertälern. Jahrb. d. Geol. Reichsanst. 1877, S. 581; 1882, S. 685. — A. SUPAN, Talbildungen des östlichen Graubünden. Mitteil. d. Geogr. Ges. Wien 1877. — LÖWL, Über Talbildung. Prag 1884. — v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende Kap. 6, S. 133 ff. Berlin 1886. — PHILIPPSON, Studien über Wasserscheiden. Leipzig 1886. — HILBER, Asymmetrische Täler. Petermanns Mitteil. 1886. — NOÉ und MARGERIE, Les formes du terrain. Paris 1888. — A. PENCK, Das Endziel der Erosion. Verh. des VIII. Deutsch. Geographentages. Berlin 1889. — DERSELBE, Morphologie der Erdoberfläche I, S. 259, 1894. — DE LAPPARENT, Leçons de géographie physique S. 69 ff., 1896. — PHILIPPSON, Die Entstehung der Flußsysteme. Verh. d. Naturhist. Ver. Rheinland-Westfalen 1898, 55, S. 43. — G. BRAUN, Grundzüge der Physiogeographie. Leipzig 1911. 2. Aufl., 1916. — DAVIS-RÜHL, Erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig und Berlin 1912. — A. HETTNER, Geogr. Zeitschr. 1910, S. 365; 1912, S. 665; 1913, S. 153. — v. ZAHN, Handwörterbuch der Naturwissenschaften Bd. IV, S. 43, 1913. — A. SUPAN, Grundzüge der physischen Erdkunde 1916, S. 508 ff.

Außerdem wird aber auch seine Zerklüftung und Lagerung von Bedeutung sein müssen: stark zerklüftete Gesteine werden leichter erodiert als nicht zerklüftete, stark aufgerichtete leichter als flachliegende, wohl infolge des häufigen Wechsels von Schichten verschiedener Härte bei steiler Lagerung. Endlich kommt noch die Durchlässigkeit in Betracht. Bei durchlässigem Boden werden die Regenwässer rasch aufgesaugt, so daß nur verhältnismäßig wenige Quellen und oberflächliche Wasserläufe entstehen können. Umgekehrt werden sich auf wenig durchlässigem Boden die Niederschläge an vielen Stellen ansammeln und zahlreiche Bäche entstehen, die nach Regengüssen rasch anschwellend, eine stark erodierende Wirkung ausüben.

An letzter Stelle ist für die Erosion die ursprüngliche Bodengestaltung von Belang. Einmal schon deshalb, weil mit der Bodenneigung die Schnelligkeit des abfließenden Wassers und damit seine mechanische Kraft wachsen wird. Dann aber liegt auch auf der Hand, daß alle ursprünglichen größeren Bodenfurchen die Lage und Richtung der entstehenden Täler beeinflussen mußten. In der Tat haben in vielen Fällen Grabenbrüche, Muldenfalten und andere, durch tektonische Vorgänge entstandene Einsenkungen einen entscheidenden Einfluß auf die Lage und Richtung der Täler ausgeübt. Auch größere Geländestufen können insofern eine Rolle spielen, als sie Wasserfälle veranlassen, denen — wie oben ausgeführt worden ist — ein besonders starkes Erosionsvermögen zukommt.

Wie schnell das Wasser unter günstigen Umständen zu erodieren vermag, zeigt das oft angeführte Beispiel des sizilischen Flüßchens Simeto, welches in einem Lavastrom des Ätnas, der sich im Jahre 1603 in sein Tal ergoß, einen über 30 m tiefen und 15 m breiten Kanal eingeschnitten hat. In ähnlicher Weise hat seit der Kanderkorrektion die Simme bei Wimmis in 160 Jahren in festem Kalkfels eine 4—6 m tiefe Kesselschlucht eingeschnitten; und ebenso die Aare den Leitkanal der Korrektion bei Hageneck im Molassesandstein in 10 Jahren (1878—1888) von 10 auf 36 m Sohlenbreite erweitert und um mehrere Meter vertieft unter Bildung von Hunderten von kleinen Erosionskesseln in der Stromschnelle (A. Heim). Einen neuesten Fall überaus rascher Erosion hat B. Doss[1]) bekanntgemacht. Er betrifft die unansehnliche, in den Rigaischen Meerbusen mündende Schlocke. Im April 1900 durch wiederholte Eisstauungen aus ihrem Bette gedrängt, wurde sie gezwungen, sich einen neuen Weg zu schaffen. Sie grub sich in devonischen Kalk- und Tonschichten eine Hauptschlucht von 98 m und Nebenschluchten von 30 bzw. 14 m Länge. Die Hauptschlucht war 5,5 bis 8 m breit und 2 bis fast 4 m tief, und diese ganze Arbeitsleistung, bei der

[1]) Doss, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1902, S. 1.

mindestens 2250 cbm Gestein fortgeführt worden sind, vollzog sich in nur 34 Stunden.

Ungleich großartigere Beispiele rascher Erosion beschreibt WHITNEY aus Kalifornien. Es gibt dort jungtertiäre, ja sogar postglaziale Lavaströme, die samt ihrer Unterlage von über 500 m tiefen Tälern und Schluchten durchschnitten werden (vgl. Fig. 299, S. 401).

Allgemeiner Verlauf der Talbildung.

Jede Talbildung beginnt mit der Schaffung einer Furche auf geneigter Unterlage. Das diese Furche erzeugende fließende Wasser richtet zunächst seine Tätigkeit auf die Weiteraustiefung der Furche und deren baumförmige Verzweigung nach oben, wobei seine feilende Arbeit unabhängig von der Beschaffenheit des Gesteins ist: es vermag selbst die festesten zu durchschneiden.

Das Tal wächst von unten nach oben. Unten erweitert und vertieft es sich, oben schneidet es immer mehr in seine Unterlage ein

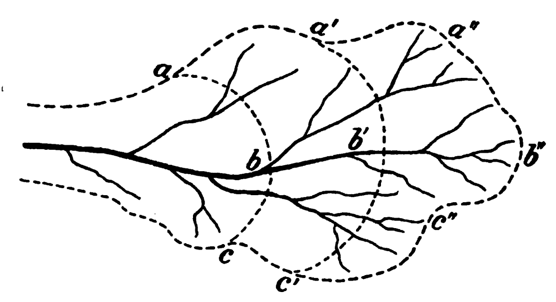


Fig. 390. Allmähliche Rückwärtsverlegung des Sammeltrichters eines Tales.

und vergrößert damit sein Sammelgebiet. Liegt z. B. zu einem gegebenen Zeitpunkte der Rand des das Tal abschließenden Sammeltrichters in Fig. 390 bei *a b c*, so wird er sich nach Verlauf einer bestimmten Zeit nach *a' b' c'*, noch später nach *a'' b'' c''* verlegen usw. Mit dieser Rückwärtsverlegung ist eine immer stärker werdende ästige Verzweigung des Sammelkanals und eine birnförmige Verbreiterung der Talfurche verbunden (Fig. 390). Diese Vorgänge spielen sich folgendermaßen ab: 1. Vertiefen. 2. Nachrutschen der Gehänge. 3. Rückwärtsverlängern. 4. Rückwärtsverzweigen.

Bei weiterem Fortgange der Talbildung wird bald eine Ungleichheit in der Arbeit des Wassers im oberen und im unteren Teile des werdenden Tales eintreten.

Im oberen Teile (*ab* in Fig. 393) ist die Tätigkeit des Wassers ganz auf das Einschneiden, d. h. das Weiteraustiefen der Talschlucht gerichtet. Hier liegt die Strecke der *stärksten Erosion*. Die stets

aus frischem Gestein bestehenden Gehänge haben die größtmögliche Steilheit. Aller von den Gehängen herabkommende Schutt wird vom Flusse fortgeführt. Es können sich weder ein ebener Talboden, noch auch Schutthalden bilden. Der Querschnitt des Tales ist hier V-förmig (Fig. 391); es ist, mit PASSARGE zu reden, ein „Kerbtal".



Fig. 391. Inntal bei Finstermünz. Typisches Quer- und Durchbruchstal. Nach Phot.

Im unteren Teile des Tales, wo das Gefälle geringer wird (*B b* in Fig. 393), tritt die austiefende Tätigkeit des Wassers zurück gegen Aufschüttung. Nur zu Hochwasserzeiten vermag hier der Fluß die ganze Menge des von oben mitgebrachten Schuttes fortzuführen; für gewöhnlich lagert er mehr ab als er fortschafft. Infolgedessen bildet sich ein ebener Talboden, innerhalb dessen der Fluß von einem Gehänge zum anderen pendelt. Dadurch sowie durch die bei Hochwasser eintretenden Überschwemmungen gewinnt das Tal immer mehr an Breite. Da die Gehänge hier nicht mehr

andauernd unterwaschen werden, so sinkt ihre Böschung u n t e r die maximale zurück. An ihrem Fuße häuft sich der herabfallende Schutt zu Schutthalden an. Durch das Pendeln des Flusses von einer zur anderen Talseite und die damit verbundene Abschleifung des Felsbodens erhält der Q u e r s c h n i t t d e s T a l e s i n d i e s e m T e i l e e i n e _/-f ö r m i g e G e s t a l t.



Fig. 392. Amphitheatralischer oberer Anfang eines Hochgebirgstales (RÜTIMEYERS Gebiet der Wasserfälle, Sturzbäche und Lawinen). Cirque de Gavarnie (Pyrenäen). Nach Photographie.

Mit fortschreitender Talbildung verlegt sich der Talanfang immer weiter rückwärts, so daß er von ab nach $a'b'$, dann nach $a''b''$ usf. zu liegen kommt. Gelangt er endlich im Hochgebirge in die Nähe der Schneeregion, wo die atmosphärischen Niederschläge und die Verwitterung besonders stark sind, so bildet sich noch ein weiteres Talstück aus, das durch ein besonders steiles Gefälle und einen halbkreisförmigen, durch schroffe Wände abgeschlossenen Talhintergrund ausgezeichnet ist (ca''' in Fig. 393), das

„Gebiet der Wasserfälle, Sturzbäche und Lawinen“ RÜTIMEYERS. In den Alpen, den Pyrenäen und anderen Hochgebirgen sind derartige amphitheatralische, mitunter einen See beherbergende Talanfänge eine ebenso häufige wie bezeichnende Erscheinung (Zirkus von Macugnaga in den westlichen Südalpen, Königsee in den Bayrischen Alpen, Cirque de Gavarnie in den Pyrenäen [Fig. 392] u. a.). Der Talweg zerfällt alsdann von oben nach unten in drei Abschnitte, nach der Bezeichnungsweise RÜTIMEYERS in

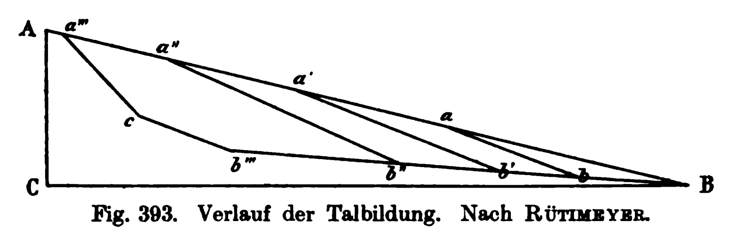


Fig. 393. Verlauf der Talbildung. Nach RÜTIMEYER.

1. das Gebiet der Wasserfälle usw., 2. das Berggebiet und 3. das Talgebiet. Bequemer und kürzer sind die Bezeichnungen O b e r-, M i t t e l- und U n t e r l a u f, entsprechend den drei Stadien der Talbildung: 1. Einschneiden, 2. Verbreitern und 3. Aufschütten.

Der Verlauf der Talbildung wird sich nun verschieden gestalten, je nachdem sie in Gebieten mit gestörter oder in solchen mit ungestörter Lagerung der Schichten stattfindet.

I n G e b i e t e n m i t u n g e s t ö r t e m S c h i c h t e n b a u bleibt die Widerstandsfähigkeit des Bodens gegen die Angriffe des Wassers in der

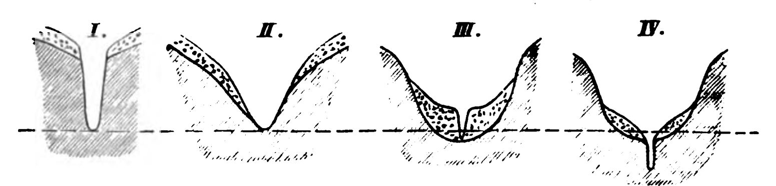


Fig. 394. Wechselnde Stadien der Talbildung in einer und derselben Talstrecke. Nach RÜTIMEYER.

Regel auf große Erstreckung unverändert. Daher vollzieht sich die Talbildung hier unter verhältnismäßig einfachen Bedingungen.

Anders verhält es sich in G e b i e t e n m i t g e s t ö r t e m S c h i c h t e n b a u, wo neben der Erosionskraft des Wassers auch der vielfach wechselnde Schichtenbau und damit die wechselnde Widerstandsfähigkeit des Untergrundes gegen die Angriffe des Wassers eine Rolle spielen.

Daß die Lagerung der Schichten für die Talbildung von Wichtigkeit sein muß, liegt auf der Hand. Durch synklinalen Schichtenbau bedingte Geländemulden werden ebenso wie im Scheitel großer Antiklinen aufreißende Spalten bequeme Wege für das abfließende Wasser abgeben; und in gleicher

Weise werden der Verlauf größerer Verwerfungsspalten, Grabenbrüche oder sonstiger tektonischer Senken von entscheidendem Einflusse auf die Richtung des entstehenden Tales sein.

Nicht minder aber muß für die Talbildung in gestörten Schichten der häufige, in wagrechter und senkrechter Richtung stattfindende Wechsel in der Härte und Festigkeit der Gesteine ins Gewicht fallen. Rütimeyer hat wohl zuerst hervorgehoben, daß aus diesem Grunde in jedem größeren Flußtale die beiden Strecken von Tal- und Berggebiet nicht bloß einmal, sondern mehrmals vorhanden sein können, und daß selbst ein und dasselbe Talstück mit der Zeit aus dem einen Zustande in den anderen übergehen kann. Schwer zu durchschneidende Felsmassen, Bergschlipfe, Lawinenstürze usw. erzeugen Querhemmnisse,die wie ein Mühlendamm das Wasser aufstauen, eine mehr oder weniger lang andauernde Ausweitung des Tales und die Entstehung eines breiten Talbodens veranlassen. Erst wenn der Riegel durchschnitten ist (was in der Regel durch einen Wasserfall geschieht), kann eine weitere Austiefung der fraglichen Talstrecke stattfinden. Diese Aufeinanderfolge von Einschneiden (*I*), Erweitern (*II*), Ausfüllen (*III*) und (nach Überwindung des Querhemmnisses) erneutem Einschneiden (*IV*) wird durch Fig. 394 erläutert.

Treffliche Beispiele für einen solchen Wechsel bieten viele Täler des Hochgebirges. So in den Alpen das der Reuß, wo sich an die Schöllenenschlucht oberhalb Göschenen mit ihren stürzenden und wildschäumenden Wässern talaufwärts ganz unvermittelt das weite flache, über 1 km breite und 9 km lange Hochtal von Andermatt (oder das Urserental) mit seinen vielen Flußschlingen, ausgedehnten Wiesen und Feldern und großen Dörfern anschließt.

Je nach der ursprünglichen Bodengestalt und der Gesteinsbeschaffenheit wird die Form und Ausdehnung der beiden oder der drei oben geschilderten Talstücke im einzelnen sehr verschieden sein. So können Täler, die sich an steil abfallenden, im Aufsteigen begriffenen Küsten bilden, in ihrer ganzen Ausdehnung die Merkmale des Oberlaufs zeigen und ihre Flüsse allen Schutt bis ins Meer tragen. Umgekehrt kann in Gegenden, wo (wie nach Richthofen in China) die Talbildung sehr alt ist, das Gebiet ruhigen Wasserlaufs so weit aufwärts reichen, daß die Flüsse selbst im Bereiche des Hochgebirges noch schiffbar sind. In allen Fällen aber werden in jedem Tale, das noch im Werden begriffen ist, die drei verschiedenen Talstrecken, Ober-, Mittel- und Unterlauf, zu erkennen sein.

Solange diese Strecken noch in einem Winkel zusammenstoßen, ist das Tal unfertig. Erst wenn die beiden einander entgegenstehenden Kräfte, die Erosionsfähigkeit des Wassers

und die Widerstandsfähigkeit der Gesteinsunterlage, überall ins Gleichgewicht gelangt sind, ist die Talbildung abgeschlossen.

Der Talweg wird alsdann im Längsprofil eine gleichmäßige, nach oben konkave Kurve bilden, die

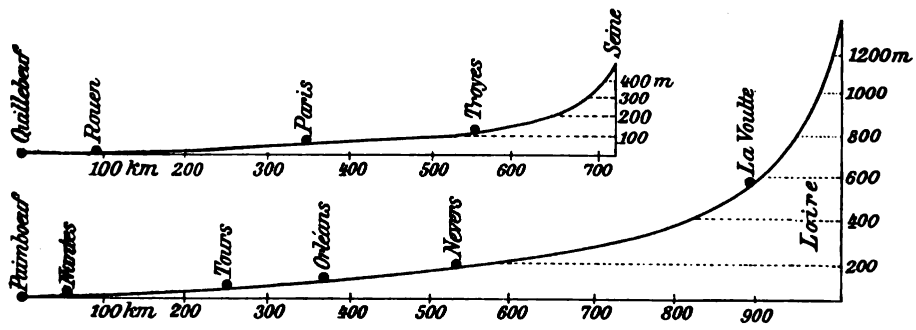


Fig. 395. Längsprofile der Seine (oben) und Loire (unten). Nach E. de Martonne[1]).

im Quellgebiet rasch, nach der Mündung zu aber immer langsamer abfällt und sich asymptotisch der Wagrechten nähert (Fig. 395).

Man bezeichnet diese Kurve als Gleichgewichtskurve. Sie wird von jedem Wasserlaufe angestrebt. Selbst wenn die ursprüngliche

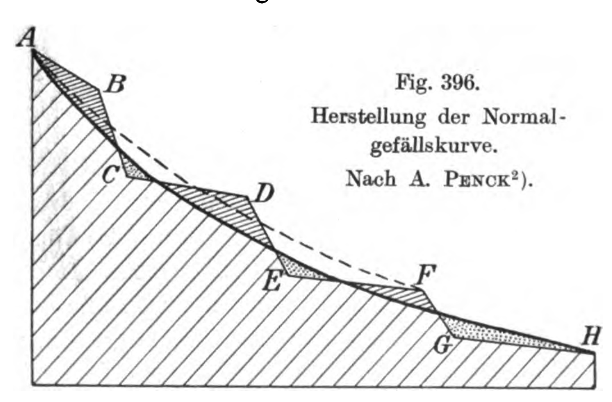


Fig. 396. Herstellung der Normalgefällskurve. Nach A. Penck[2]).

Bodengestalt und die Bodenbeschaffenheit ihrer Ausbildung sehr hinderlich sind, wird der Fluß sie mit der Zeit überwinden, indem er die sich ihm entgegenstellenden Schwellen allmählich durchschneidet, etwaige Vertiefungen aber ausfüllt. Sollte — wie in dem Fig. 396 gedachten Falle — die Durchschneidung bei *F* besonders erschwert sein, so wird der Fluß zunächst die

[1]) Martonne, Traité de géographie physique. Paris 1909.

[2]) Penck, Morphologie der Erdoberfläche I, S. 321.

Herstellung einer von *A* bis *F* reichenden Talkurve anstreben und erst nach Überwindung des Hindernisses bei *F* zur Bildung der endgültigen Kurve von *A* bis *H* übergehen.

Ob freilich diese Gleichgewichtskurve bei einem langen Flußlaufe jemals völlig erreicht wird, erscheint zweifelhaft, da im Laufe der langen Zeit, die die Bildung eines großen Tales erfordert, Ereignisse der verschiedensten Art — besonders örtliche Hebungen und Senkungen und klimatische Änderungen — eintreten können, die die Ausbildung der Kurve hintanhalten.

Für alle das Meer erreichende Flüsse bildet der Meeresspiegel die Fläche, unter die die Talaustiefung nicht hinabgehen kann. Man bezeichnet diese Fläche als Erosionsbasis.

Außer dieser allgemeinen Erosionsbasis gibt es aber noch andere, höhergelegene örtliche Erosionsbasen. So kann in dem in Fig. 396 dargestellten Falle der Vorsprung bei *F* eine solche örtliche Basis bilden. In anderen Fällen kann eine solche durch den Spiegel eines Sees, durch den der Fluß hindurchgeht, gegeben sein; oder durch große, durch Bergstürze ins Tal hinabgetragene und das Wasser hinter sich aufstauende Schuttmassen oder noch andere Ereignisse.

Die Rolle des fließenden Wassers bei der Talbildung ist im vorstehenden genügend hervorgehoben worden; noch nicht aber die einer anderen, von ihm ganz verschiedenen, wenn auch stets mit ihm zusammen arbeitenden Kraft: der Verwitterung. Ihre Tätigkeit geht dahin, die Gehänge von der Wasserfurche als Basis aus abzuschrägen und nach den Maximalböschungen der Gesteine zu modellieren. Sie schält dabei die festeren Massen aus den leichter zerstörbaren heraus und liefert dem fließenden Wasser den Schutt, den dieses als Feilmittel benutzt.

In aller Kürze läßt sich somit aussprechen, daß das strömende Wasser austieft und fortschafft, die Verwitterung aber die Gehänge modelliert und Schutt erzeugt.

Die Gesetze der Talbildung, wie wir sie im vorstehenden wesentlich im Anschluß an die grundlegenden Arbeiten Rütimeyers dargelegt haben, dürfen allgemeine Gültigkeit beanspruchen, soweit es sich um die gewöhnlichen, oberflächlichen Erosionsvorgänge handelt. Nur wo die Erosion überwiegend nach der Tiefe zu tätig ist, wie auf dem Kalkplateau des Karstes, finden sie keine Anwendung. Denn hier vollzieht sich die austiefende Arbeit des Wassers ganz wesentlich auf unterirdischen Kluftsystemen, während die Oberfläche nur ausnahmsweise fließendes Wasser aufweist und die hier vorhandenen Täler gewöhnlich wasserlos, sogenannte Trockentäler sind.

Einteilung der Täler.

Schon lange üblich ist die Einteilung der Täler nach dem geologischen Bau ihres Untergrundes.

In erster Linie unterscheidet man zwischen Tälern, die in gestörten (dislozierten) Schichten eingeschnitten sind, und solchen, die in ungestörten (nicht dislozierten) Schichten liegen.

Täler in ungestörten Schichten, wie die des norddeutschen Flachlandes, pflegt man als „reine Erosionstäler" zu bezeichnen, um damit auszudrücken, daß sie lediglich ein Werk des strömenden Wassers darstellen. Man pflegt solche Täler nicht weiter einzuteilen.

Die Täler in gestörten Schichten dagegen teilt man je nach ihrer Lage zum Schichtenstreichen in Längstäler, Quertäler

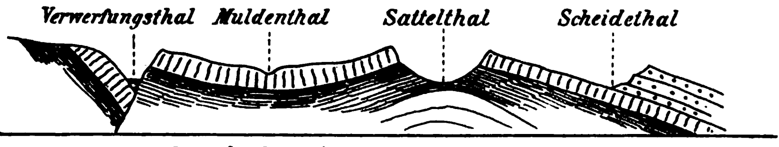


Fig. 397. Verschiedene Arten von Längstälern im Querprofil.

und oft noch Diagonaltäler. Die Quertäler lassen sich nicht gut weiter einteilen; die Längstäler dagegen werden in Mulden- oder Synklinaltäler, Sattel- oder Antiklinaltäler, Scheide- oder Isoklinaltäler und Verwerfungs- (Spalten-) Täler getrennt (Fig. 397).

Den Verwerfungstälern sind nicht nur die Täler zuzurechnen, deren Achse mit einer einfachen Verwerfungslinie zusammenfällt, sondern auch die, deren Talboden zwischen zwei oder mehreren parallelen Bruchlinien liegt. Täler dieser Art kann man auch Einbruchstäler nennen. Ein sehr bekanntes und ausgezeichnetes Beispiel bildet in Deutschland die mittelrheinische Talebene zwischen Basel und Frankfurt; weitere das Leinetal bei Göttingen und viele andere mitteldeutsche Grabentäler. Außerhalb Deutschlands sind uns schon von früher her das Gardaseetal, der Kristianiafjord, die Jordanfurche usw. als treffliche Beispiele für Einbruchstäler bekannt.

Danach würde man also zu unterscheiden haben:

I. Täler in ungestörten Schichten.

II. Täler in gestörten Schichten.

1. Längstäler
   - a) Muldentäler.
   - b) Satteltäler.
   - c) Scheidetäler.
   - d) Verwerfungs- (bzw. Einbruchs-) Täler.
2. Quertäler.
3. Diagonaltäler.

Von allen diesen Trennungen erscheint keine besser begründet als die in Längs- und Quertäler. Dennoch kommt es bekanntermaßen oft vor, daß ein und dasselbe Tal in verschiedenen Teilen seines Verlaufs bald Längs- bald Quertal ist. So z. B. ist das Rhonetal von seinem Ursprung bis Martigny ein ausgesprochenes Längstal, von Martigny bis nach Villeneuve aber ein ebenso ausgezeichnetes Quertal, von da an abwärts wieder Längstal. Solche Täler kann man als zusammengesetzte bezeichnen.

Gleich an dieser Stelle wollen wir übrigens nicht verfehlen nachdrücklich zu betonen, daß wie die ganze Gestalt der Erdoberfläche, so auch alle Talbildung eine Wirkung der Abtragung (Verwitterung und Erosion) darstellt. Auch die Muldentäler sind durch die Faltung nur vorgezeichnet, nicht in ihrer jetzigen Gestalt ausgebildet. Ergänzt man z. B. in den Alpen über dem Rhonetal, dem Urserental das jetzt Fehlende, so kommt man mit dem Talboden einige tausend Meter höher. Ihre jetzige Form verdanken Längs- wie Quertäler der Ausspülung, und dem entspricht, daß in Längs- und Quertälern dieselben, sich den gleichen Systemen einordnenden Reste von Terrassen und Talstufen sich finden. Auch wenn ein Tal auf eine Spalte trifft, so ist es nicht selbst eine Spalte; das Wasser ist nur der Spalte gefolgt, die jetzige Talhöhlung dagegen durch Ausräumung und Verwitterung geschaffen (A. Heim).

Eine von der obigen recht abweichende Einteilung der Täler ist in neuerer Zeit von amerikanischen Forschern, insbesondere von dem bekannten Geographen W. M. Davis gegeben worden[1]).

Schon J. W. Powell hatte Flüsse und Täler, die älter sein sollten als

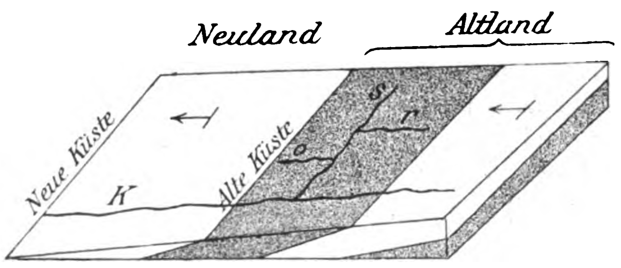


Fig. 398. Einteilung der Flüsse und Täler. Nach Davis.
Gekörnt: leicht, weiß: schwer erodierbare Schichten. *K* konsequenter, *s* subsequenter, *r* resequenter, *o* obsequenter Fluß.

der heutige Gebirgsbau, als antezedent bezeichnet, weil sie eben der Gebirgsbildung vorausgegangen seien. Mit A. Hettner könnte man diese Täler passend als „ursprüngliche“ Täler bezeichnen. Solche Täler dagegen, die jünger sind als das Gebirge, in das sie eingeschnitten sind, nannte Powell

[1]) Siehe besonders Davis-Rühl, Erklärende Beschreibung der Landformen 1912.

konsequent, weil sie der Gebirgsbildung nachgefolgt seien. Davis hat sich diesen Namen angeeignet und Penck ihn durch den Ausdruck „Folgetal“ übersetzt.

Konsequente Täler bilden sich unter anderem da, wo durch Hebung eines Küstenstreifens vor dem bereits vorhandenen Altland eine neue, meerwärts geneigte Küstenebene entsteht (Fig. 398). Ein mehr oder weniger senkrecht auf die alte Küstenlinie treffendes Tal erfährt dadurch eine geradlinige Verlängerung: es entsteht ein neues, konsequentes Talstück, ein Folgetal (*K*).

Stellen wir uns vor, daß die Schichten der Küste parallel streichen und meerwärts fallen, so wird in einer leichter erodierbaren (in Fig. 398 durch Körnung ausgezeichneten) Schichtenzone leicht ein Nebental (*s*) des konsequenten Tals ausgearbeitet werden, das Davis als subsequent, Penck als „Nachfolgetal“, Hettner als „nachträglich“ bezeichnet, weil es erst durch und nach der Bildung des konsequenten Tals möglich wurde. Davis beschränkt den Ausdruck subsequent auf nachträgliche Längstäler.

An die konsequenten und subsequenten schließen sich wieder nachträgliche Täler zweiter Ordnung. Sie sind Quertäler und werden, je nachdem sie in der Richtung des Schichtenfallens oder gegen dieses verlaufen, als resequent (*r*) und obsequent (*o*) bezeichnet.

Insequent oder Kürtäler endlich hat man solche Nebentäler genannt, die keiner der obengenannten Klassen angehören. Sie sollen einfache Rinnen an den Seitenhängen eines konsequenten Tales darstellen.

In geologischen Kreisen haben die Davisschen Trennungen keinen großen Beifall gefunden und auch in denen der Geographen ist er bedingt geblieben. Krümmel hat den obigen Bezeichnungen mit vollem Recht Unanschaulichkeit vorgeworfen und A. Supan hat sich ihm darin angeschlossen[1]). A. Hettner spricht geradezu von einem „Pidjin-Deutsch“ der jüngeren deutschen Morphologen[2]), die sich diese Bezeichnungen angeeignet hätten, und Supan fällt auch über die Verdeutschungen der amerikanischen Ausdrücke ein recht abfälliges Urteil. Die schärfste Ablehnung aber haben die Davisschen Benennungen wie seine morphologische Methode überhaupt durch S. Passarge[3]) erfahren.

Einfluß von Gestein und Klima auf die Talbildung[4]).

Daß der Querschnitt der Täler im Berg- und im Talgebiete ein verschiedener ist, wurde oben nachdrücklich hervorgehoben. Die Gestalt eines

[1]) Supan, Grundzüge der physikalischen Erdkunde 1916, S. 562, Anm.

[2]) Hettner, Geogr. Zeitschr. 1913, S. 158.

[3]) Passarge, Physiologische Morphologie. Hamburg 1912.

[4]) In diesem Abschnitte bin ich teils den Ausführungen Lapparents in den „Leçons de géographie physique“, teils solchen eines meiner Schüler, des inzwischen durch

Tales hängt aber noch von anderen Umständen als von der Lebhaftigkeit der Erosion ab.

So einmal von der Festigkeit des Gesteins. In festen, der Verwitterung stärker widerstehenden Gesteinen sind die Täler im allgemeinen tiefer, enger und steilwandiger, in weniger festen, leichter verwitternden flacher, breiter und sanfter geböscht. Der Einfluß der Festigkeit auf die Form, namentlich die Enge der Täler, macht sich oft in auffälliger Weise bemerkbar. Im Rheinischen Schiefergebirge und im Harz z. B. hat jede ein Tal durchsetzende Diabas- oder Porphyrmasse, jeder Kalk- oder Kieselschieferzug ein Zusammentreten und eine größere Steilheit der Talgehänge

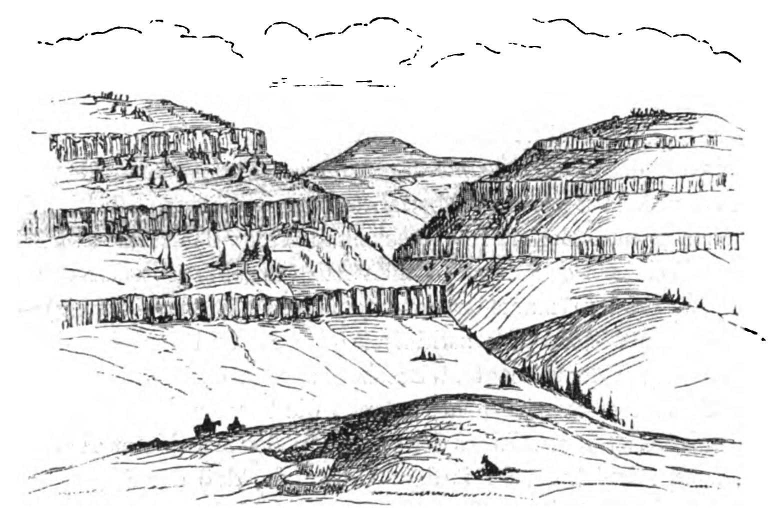


Fig. 399. Terrassierte Gehänge des Saguache-Cañons in Kolorado. Nach F. H. HAYDEN (Ann. Rep. for the year 1873, S. 345).

zur Folge, während umgekehrt das Tal sich ausweitet und verflacht, sobald es in den Bereich klüftiger, leicht verwitternder Schiefer gelangt.

Wo ein Tal in flachliegende Schichten von wechselnder Festigkeit einschneidet, nehmen die Gehänge eine terrassierte Gestalt an, wobei jeder Steilabfall einer festeren, jede Stufenoberfläche einer weniger festen Schicht entspricht. Besonders auffällig pflegt die Terrassengestalt der Gehänge in den Fällen zu sein, wo harte Eruptivdecken mit weichen Mergel- oder Tuffgesteinen wechsellagern (Fig. 399).

Nicht minder wichtig ist für die Form der Täler die Durchlässigkeit und Klüftung des Gesteins. Beide spielen wesentlich dieselbe Rolle, da beide dahin wirken, daß die Tageswässer rasch in den Boden

seine ausgezeichneten Arbeiten über Trilobiten weithin bekannt gewordenen Herrn R. RICHTER in Frankfurt a. M., in einer Staatsprüfungsarbeit über Talbildung gefolgt.

eindringen und daher keine stärkere Abspülung der Talgehänge durch den Regen stattfindet.

Besteht der Boden aus undurchlässigem Gestein, so wird das Wasser nicht von ihm aufgenommen, sondern fließt in zahlreichen Adern oberflächlich ab. Es entsteht, wie früher hervorgehoben, eine große Zahl von Bächen und Flüssen, die freilich nur eine geringe und sehr wechselnde Wassermenge führen. Die über große Flächen ausgedehnte Erosion arbeitet schnell: die Täler wachsen rasch in die Tiefe und infolge der kräftigen Regenspülung noch schneller in die Breite.

Ganz anders verhält es sich bei durchlässigem oder stark zerklüftetem Gestein. Hier wird das Wasser rasch vom Boden aufgesogen und sammelt sich erst in größerer Tiefe unter der Oberfläche an. Die oberflächliche Erosion ist in diesem Falle gering. Sie beschränkt sich im wesentlichen auf wenige Bäche und Flüsse. Diese aber sind wasserreich und graben sich rasch ein. Es entstehen tiefe Täler, deren Gehänge bei der Durchlässigkeit des Gesteins und der damit zusammenhängenden geringen Regenspülung steile Böschungen bewahren. Die Steilwandtäler im Porphyr von Kreuznach und Bozen, im Muschelkalkgebiet der Saale- und Werragegend, im Weißjura der Schwäbischen Alb (Durchbruchstäler der Donau, Altmühl usw.) und in manchen Sandsteinen (Sächsische Schweiz) — alles Gesteine, die entweder stark zerklüftet oder an und für sich durchlässig sind — bestätigen das Gesagte. Besonders wenn die Talbildung in flachliegenden Schichten vor sich geht, nehmen die Täler cañonartige, die Berge bastionförmige Gestalt an. Eines der schönsten Beispiele bietet die Sächsische Schweiz, zusammenhängend mit dem Umstande, daß der Quadersandstein nicht nur sehr durchlässig, sondern auch stark zerklüftet ist (vgl. den Vordergrund von Fig. 49, S. 176).

Daß auch das Klima von großer Bedeutung für die Talbildung sein muß, liegt auf der Hand. Denn von ihm hängt die Menge des Wassers, des Werkzeugs der Erosion ab. Daher die Erscheinung, daß in manchen Gebirgen die Täler auf der niederschlagsreicheren Seite — in den Alpen am Südabhange — zahlreicher und tiefer sind als auf der niederschlagsärmeren.

Bei trockenem Klima, wie es den Wüsten und Halbwüsten zukommt, reicht die Menge des fließenden Wassers zu größeren Erosionswirkungen nicht aus. Die Täler, insoweit sie nicht durch Deflation erzeugt sind, zeichnen sich auch hier durch Enge und Steilwandigkeit aus, weil die schwache Erosion nur in der Tiefe des Tales wirksam ist, während die Gehänge infolge der geringeren chemischen Verwitterung steiler als in Feuchtgebieten bleiben. Große und wasserreiche Täler werden in Wüsten überhaupt nur möglich sein, wenn deren Flüsse von außerhalb der Wüste liegenden Gebirgen herkommen und von dort so viel Wasser mitbringen, daß sie ohne

zu versiegen die Wüste zu durchschneiden vermögen. Man bezeichnet derartige durch Steilwandigkeit und große Enge ausgezeichnete, meist keine Talsohle besitzende Täler als Cañons.

Das großartigste auf der Erde bekannte Beispiel eines unter solchen

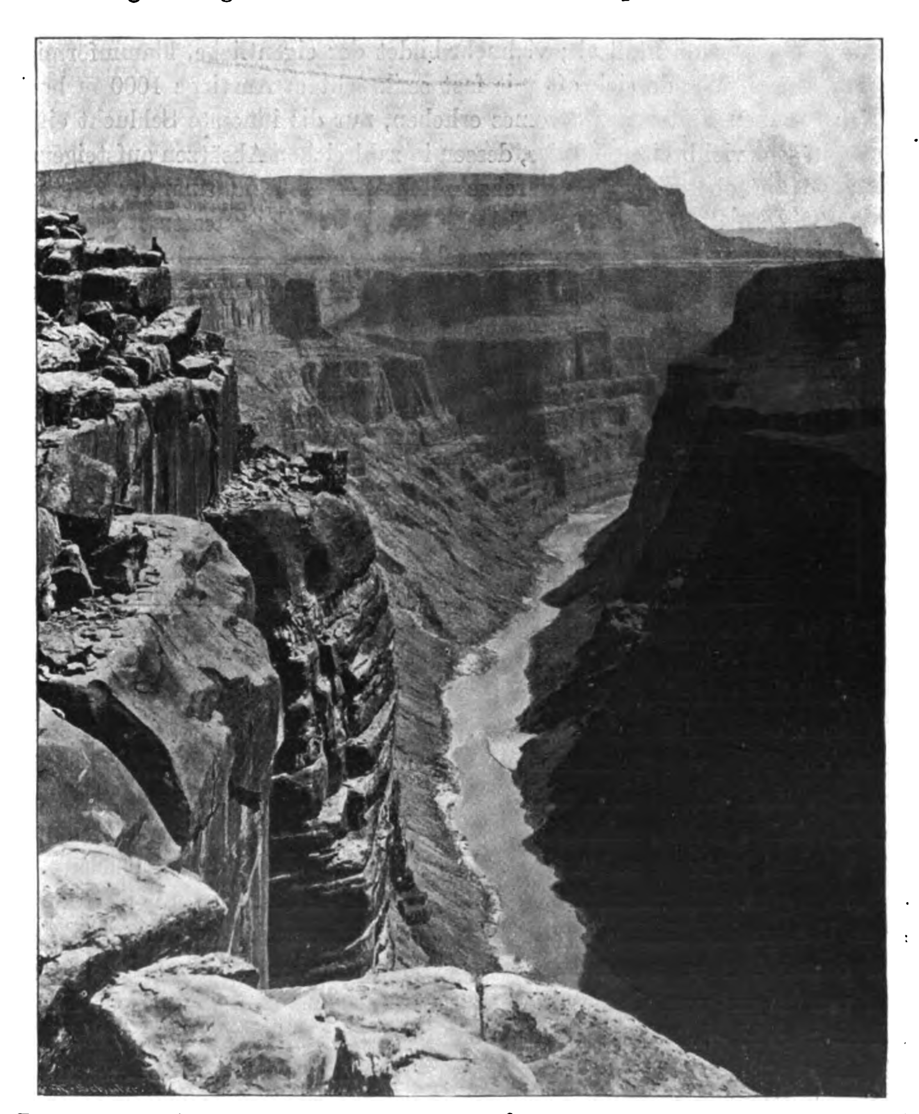


Fig. 400. Ansicht eines Stückes des Großen Cañons des Colorado im N von Flagstaff. Nach Photographie.

Bedingungen entstandenen Talsystems bieten der Colorado und seine Nebenflüsse. Der im Felsengebirge entspringende Strom hat sich in ein hohes, hauptsächlich aus paläozoischen Kalksteinen bestehendes Tafelland

eingeschnitten und strömt in einer riesigen, etwa 350 km langen und 1000 bis 2000 m tiefen, stellenweise bis aufs Urgebirge hinabreichenden Schlucht. Die Gestalt dieses Riesentales, des Großen Cañons des Colorado, erinnert in hohem Grade an das Elbtal in der Sächsischen Schweiz, nur daß seine Wände etwa zehnmal so hoch sind. Seine Gehänge fallen nicht in einer Flucht zum Fluß ab; vielmehr bildet der eigentliche, klammförmige Cañon, dessen Wände sich oft mit fast senkrechtem Anstiege 1000 m hoch aus den trüben Fluten des Stromes erheben, nur die innerste Schlucht eines anderen, sehr viel breiteren Tales, dessen in zahlreichen Absätzen aufsteigende Gehänge am oberen Rande durchschnittlich 20 km voneinander entfernt bleiben. Daß die tiefe innere Talschlucht ein Werk neuester Erosion ist, wird niemand bezweifeln, der sie gesehen hat. Der obere breite Teil des Tales dagegen muß viel älter sein. Seine Bildung mag bis in die Tertiärzeit

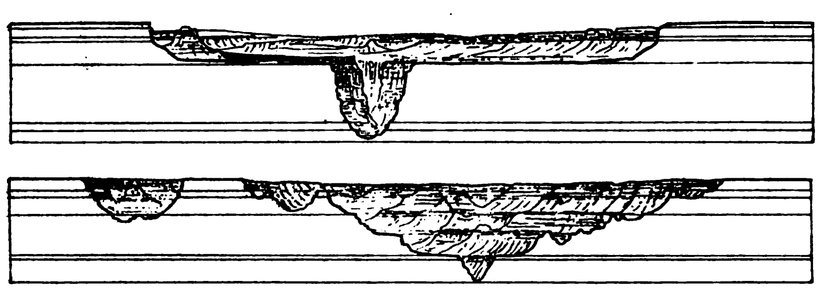


Fig. 401. Durchschnitte durch den Großen Cañon des Colorado. Nach Holmes.

zurückreichen und einem viel größeren, unter ganz anderen klimatischen Verhältnissen entstandenen Strome zu verdanken sein. Das Tal hat die typische Form der Täler von Trockengebieten. Die außergewöhnliche Steilheit der Gehänge aber erklärt sich nicht nur aus der Regenarmut jener Gegend, sondern auch aus der starken Zerklüftung der Gesteine, in deren Terrassierung der Wechsel härterer und weicherer Schichten sich auf das deutlichste zu erkennen gibt. Die wunderbar fein ausgearbeiteten Abstürze mit ihren zahllosen Kanten und Gesimsen, den tiefen amphitheatralischen Seitenbuchten, den dazwischen vortretenden bastion- oder pagodenähnlichen Felsmassen und unzähligen vom Gehänge abgelösten Türmen, Pfeilern und Obelisken weisen zugleich deutlich auf den großen Anteil hin, den die trockene Verwitterung an der Entstehung dieser unvergleichlichen labyrinthisch-ruinenhaften Tallandschaft hat[1]).

Als ein Werk des fließenden Wassers sind im wesentlichen auch die

[1]) Dutton, The physical geology of the Grand Cañon District. 2. Ann. Rep. of the U. St. Geol. Surv. S. 49—161, 1882, und Tertiary history of the Grand Cañon District. Monogr. of the U. St. Geol. Surv. 1882. (Mit einem großen, ausgezeichnete Abbildungen der Cañonlandschaft enthaltenden Atlas.)

schon früher (S. 316) erwähnten Wadis der ägyptischen und anderer Wüsten anzusehen. Ihre häufigen Windungen und der oft sehr ausgesprochene Gegensatz von einander gegenüberliegendem Steil- und Flachhang erlauben daran nach HETTNER keinen Zweifel. Nur das lange Aussetzen des Flusses oder sein gänzliches Erlöschen stehen der normalen Ausgestaltung des Tales entgegen und ermöglichen es dem Winde umgestaltend zu wirken, so daß die Sohle der Wadis oft ein entgegengesetztes Gefälle erhält und in einen Wechsel von flachen Becken und Schwellen verwandelt wird.

In Gegenden mit feuchtem Klima, aber spärlichen Niederschlägen müssen breite Täler mit sanft geneigten Abhängen entstehen, weil die Erosionsarbeit des Wassers hier gegen die Abtragung der Gehänge durch Verwitterung und Regenspülung zurücktritt. Die Talgehänge werden dadurch mehr und mehr abgeschrägt und nehmen V-Gestalt mit schmaler Talsohle an. Wagrechte Schichtung erzeugt hier terrassierte Gehänge, wobei Steilabfälle durchlässigen Sandsteinen und Kalksteinen, die Stufenoberfläche aber undurchlässigen Mergeln und Tonen entspricht[1]).

In kaltem Klima, wie es in hohen Breiten herrscht, ist fließendes Wasser nur während der kurzen Sommerzeit vorhanden. Die Erosion kann daher nur wenige Monate lang wirken, während sie im übrigen ruht. Die Polarländer sind daher Gebiete eines Mindestmaßes der Erosion.

Die Mehrzahl der Geologen und Geographen nimmt jetzt an, daß die sogenannten U- oder Trogtäler der Alpen und anderer ehemals vergletscherter Gebirge, wenn sie auch ebenfalls ursprünglich durch Flüsse angelegt worden sind, doch ihre heutige Gestalt erst durch Eistätigkeit erhalten haben. Als bezeichnende Merkmale solcher Täler gelten der Mangel an Windungen, also ihre wesentliche Geradlinigkeit, ihre große Breite, die Steilheit der Gehänge und die höhere Lage ihrer Nebentäler, die sogenannte Hängetäler darstellen.

FR. RATZEL hat treffend hervorgehoben[2]), daß ganz ähnliche Unterschiede, wie wir sie eben aus verschiedenen Breitenzonen kennen lernten, im Hochgebirge in den verschiedenen übereinanderliegenden Höhenstufen wiederkehren:

Im Gebiete des ewigen Schnees ist wie im Polargebiet die Erosionstätigkeit auf ein Mindestmaß herabgesetzt.

Unterhalb der Firngrenze bedingt der Frost eine starke Gesteinszerstörung, während die Schneeschmelze zwar eine kräftige Erosion zur Folge hat, aber nur auf ein paar Sommermonate beschränkt ist. Hier liegt das Gebiet der Wasserfälle, Sturzbäche und Lawinen RÜTIMEYERS, das Gebiet, wo amphitheatralische Talkessel und die ihnen verwandten steilwandigen

[1]) HETTNER, Alter und Form der Täler. Geogr. Zeitschr. 1912, Bd. 18, S. 665.

[2]) RATZEL, Erde und Leben I, S. 601, 1901.

flachen Felsbecken, die sogenannten Kare entstehen, die sich nach RATZEL nur oberhalb der Grenze dauernd fließenden Wassers bilden.

Noch weiter abwärts fällt Regen während des ganzen Jahres und damit gelangen wir in Gegenden mit dauernder Erosion. Infolgedessen werden hier nicht nur tiefe Täler ausgefurcht, sondern auch große Massen von Schutt fortgetragen, der im Unterlauf der Flüsse wieder abgelagert wird und deren Boden andauernd erhöht.

Vorstehende Ausführungen zeigen, daß Klima, Härte und Wetterfestigkeit des Gesteins von großem Einfluß auf die Gestalt der Täler sind. Daß aber in manchen Fällen auch die Richtung des Tales durch den Härtewechsel der zu durchschneidenden Gesteine bestimmt wird, geht aus nachstehendem hervor.

RICHTHOFEN[1]) hat dargetan, daß solange die Härte des Gesteins unverändert bleibt, ein sich vertiefendes Tal stets senkrecht nach unten ein-

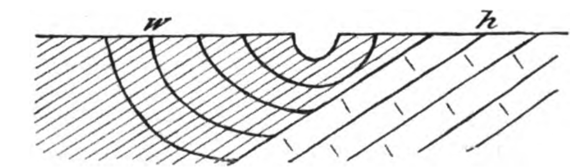


Fig. 402. Seitenverlegung eines Tales durch härtere Schichten. Nach RICHTHOFEN. *w* weiches, *h* hartes Gestein.

schneidet. Sobald es aber auf härteres Gestein trifft, wird die Austiefung nicht mehr in senkrechter Richtung stattfinden, sondern die Talsohle wird auf der Fläche der harten Schichten abwärts gleiten, also deren Fallrichtung folgend sich mehr und mehr nach der Seite verlegen (Fig. 402).

Gelangt dagegen ein ursprünglich in hartes Gestein einschneidendes Tal in weichere Schichten, so findet auch in diesen die weitere Austiefung in senkrechter Richtung statt; allein es tritt zugleich eine einseitige Ausweitung nach der Seite der weicheren Schichten ein, so daß das Tal allmählich den in Fig. 404 dargestellten Querschnitt annimmt.

Aus derartigen Vorgängen erklären sich noch andere, auf den ersten Blick schwer verständliche Erscheinungen. Stellen wir uns vor, daß ein Fluß *a b c d* (Fig. 405 a) im allgemeinen der Grenze zwischen hartem (*h*) und weichem (*w*) Gestein folgt, auf der Strecke *b c* aber infolge ursprünglicher Oberflächenverhältnisse oder Kluftrichtungen bei seiner ersten Anlage sich in das harte Gestein eingegraben hat. Bei der allmählichen Tieferlegung des Tales sinken nun die Stücke *a b* und *c d* auf der Schichtfläche des harten Gesteins, also nach rechts hinab; das im harten Gestein liegende

[1]) RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende 1886, S. 166.

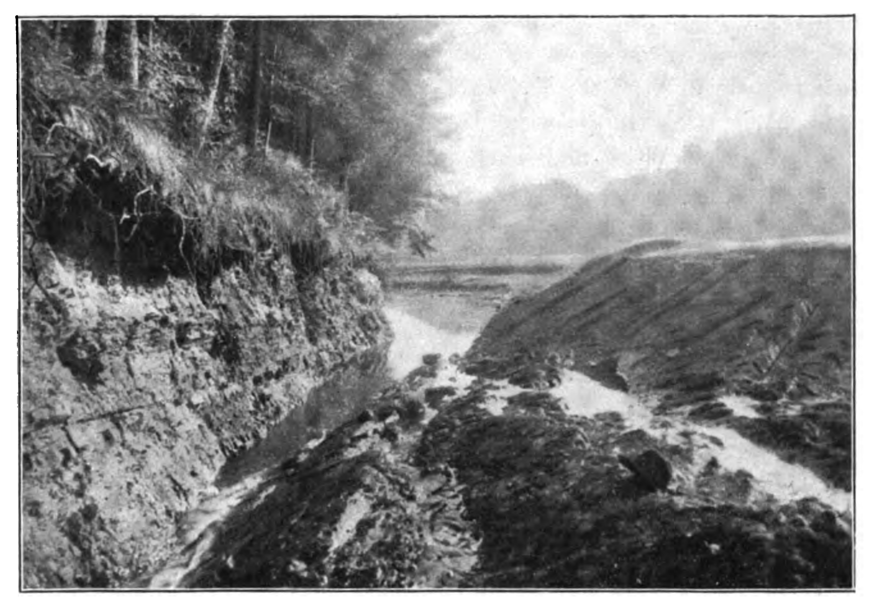


Fig. 403. Prümbachtal oberhalb Prüm in der Eifel (Blick talabwärts).
Dr. Rud. Richter phot.
Rechte Talseite harter Quarzit, linke Talseite weicher Grauwackenschiefer, beide nach links (nach SO) einfallend. Auf den Schichtflächen gleitet der Bach fortwährend nach links hinüber und erzeugt hier durch Unterwaschung einen Steilabhang, während das gegenüberliegende Gehänge trotz des viel festeren Gesteins weit sanfter geböscht ist.

Stück dagegen vertieft sich senkrecht nach unten und wird sich daher immer weiter nach links von der Grenze zwischen hartem und weichem Gestein entfernen, mit anderen Worten immer tiefer in das Gebiet harten Gesteins ein-

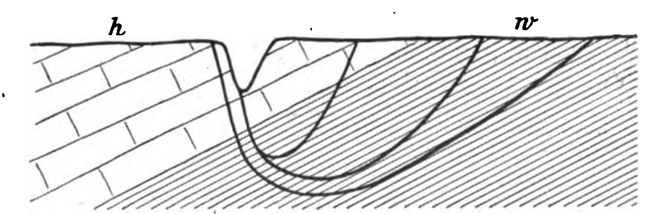


Fig. 404. Seitenverlegung und einseitige Ausweitung eines Tales in der Richtung nach dem weicheren Gestein zu.

dringen, und in demselben Maße werden die verbindenden Talstücke $b\,b'$ und $c\,c'$ (Fig. 405 b) an Länge wachsen.

Im südöstlichen China, wo die Talbildung sehr alt ist, sind diese Erscheinungen nach Richthofen in großartiger Weise zu beobachten. Infolge seiner Wetterfestigkeit ist das harte Gestein zu einem hohen schroffen Gebirge umgebildet worden, das weiche dagegen in einen niedrigen flachen

Landstrich. Statt des anscheinend leichten Laufes, den der Fluß auf dem geraden Wege zwischen *b* und *c* haben würde, sieht man ihn mit Staunen den unbequemen Weg über *b' c'* wählen und in schaurigem, an Klippen und Stromschnellen reichem Talwege das harte Gebirge durchbrechen.

In ähnlicher Weise muß nach K. GILBERT[1]) da, wo ein Tal geneigte Schichten in diagonaler Richtung durchbricht, ein Wechsel härterer und weicherer Gesteine bei der allmählichen Tieferlegung des Tales dessen Zerlegung in Strecken von verschiedener Beschaffenheit bewirken. Die im weichen Gestein liegenden Strecken haben, indem jeder Punkt des Flusses sich senkrecht eingräbt, bis er auf die Oberfläche des harten Gesteins trifft und dann auf dieser hinabgleitet, das Bestreben sich der Streichrichtung anzuschmiegen und in dieser möglichst lange in den weichen Schichten zu verbleiben; dagegen sucht der Fluß das harte Gestein auf möglichst kurzem Wege, also rechtwinklig zum Streichen zu durchbrechen. Die Folge davon wird sein, daß wenn der Fluß sich (wie im Grundriß Fig. 406 b angenommen) tiefer eingeschnitten hat, er aus abwechselnden Längs- und Querstrecken zusammengesetzt sein wird.

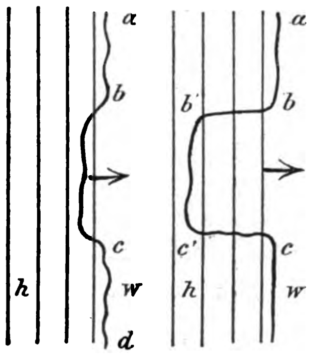
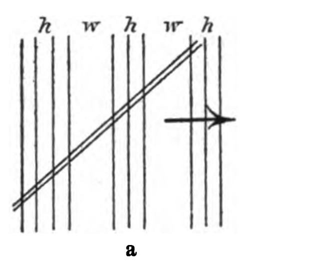


Fig. 405. Seitenverlegung eines Talstückes infolge eines Härtewechsels des Gesteins.
Nach RICHTHOFEN.
→ Schichtenneigung.



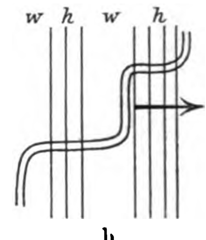


Fig. 406.
Zerlegung eines Diagonaltales in Längs- und Querstrecken infolge des Härtewechsels der Gesteine.
Nach GILBERT.

Wirkungen benachbarter Täler aufeinander.

Kampf um die Wasserscheide, rückgreifende Erosion, Bifurkationen.

Wo zwei in entgegengesetzter Richtung verlaufende Täler im Gebirgskamme zusammenstoßen, wird jeder Fluß bis zur trennenden Wasserscheide vorzudringen und diese zu erniedrigen streben. Das Endergebnis wird sein, daß der Querriegel zwischen beiden Tälern mehr und mehr abgetragen und

[1]) GILBERT, Geology of the Henry Mountains, S. 136, 1887.

schließlich in eine niedrige Bodenschwelle umgewandelt wird. Von dieser werden dann die Wässer nach entgegengesetzten Richtungen abfließen und die früher getrennten Täler in eines zusammenfallen (Fig. 407). Dieser Fall

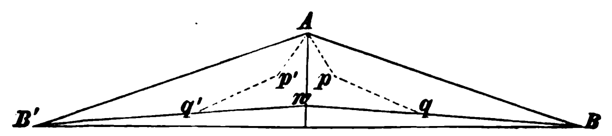


Fig. 407. Schema zur Erläuterung der allmählichen Abtragung des zwei Täler trennenden Querriegels (*A*) und seiner Verwandlung in eine niedere Talwasserscheide (*w*). Nach HOCHSTETTER.

liegt vor am Toblacher Sattel im Pustertale, der flachen, in einem breiten Längstale gelegenen Wasserscheide zwischen der nach O fließenden Drau und der nach W dem Eisack zugehenden Rienz. Man fährt mit der Eisenbahn über den trennenden Riegel fort, ohne zu ahnen, daß man die Wasserscheide zwischen Schwarzem und Mittelmeer überschreitet.

Sehr deutlich ist der Kampf um die Wasserscheide nach K. GILBERT[1]) in dem aus mächtigen, aber leicht zerstörbaren Mergeln zusammengesetzten Gebiete der Bad Lands an den westlichen Zuflüssen des Mississippi zu beobachten. Die Hauptwasserscheide verläuft hier zickzackförmig, indem sie sich jedem Nebenrücken in winkligem Vorsprunge zuwendet. Jeder Vereinigungspunkt des Haupt- und Nebenrückens ist durch größere Höhe ausgezeichnet, während zwischen zwei solchen Punkten der Rücken sattelförmig vertieft ist (Fig. 408).

Fig. 408. Verlauf der Wasserscheide in den Bad Lands. Nach K. GILBERT.

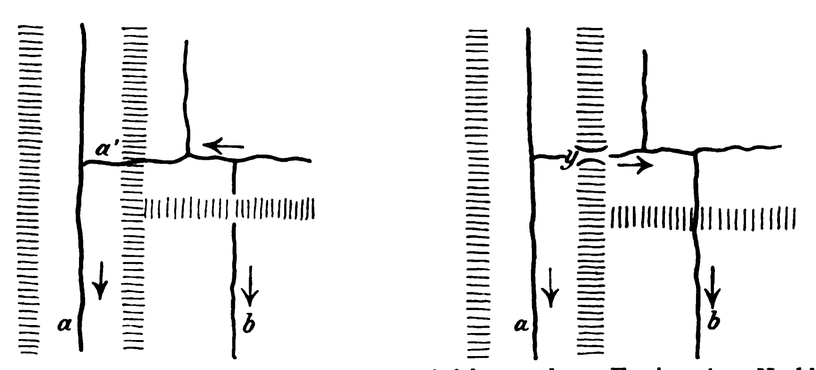


Fig. 409. Veränderungen in einem Talsystem infolge rascherer Erosion eines Nachbarflusses.

Bei diesem Kampfe um die Wasserscheide kann aber auch der Fall eintreten, daß ein infolge größerer Wasserfülle oder geringeren Gesteinswider-

[1]) GILBERT, Geology of the Henry Mountains, S. 120.

standes rascher arbeitender Fluß von der Seite her in das Gebiet eines Nachbarflusses eingreift und dessen Zuflüsse für sich erobert. Wenn z. B. in dem Fig. 409 a angenommenen Falle der Fluß *b* schneller erodiert als der Seiten-

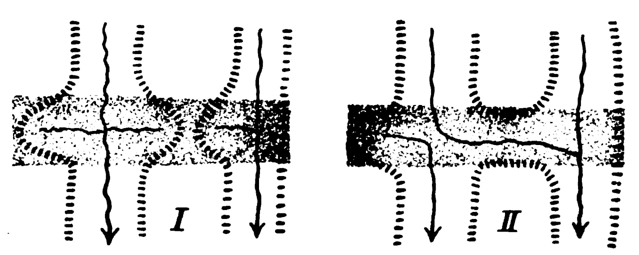


Fig. 410. Anzapfung eines Flusses durch einen anderen. Nach v. ZAHN. Grau: Zone leicht erodierbaren Gesteins.

ast *a'*, wird er die trennende Wasserscheide durchschneiden und *a'* in die Flanke fallen. Dessen oberster Zufluß wird dann den Wasserreichtum des tiefer eingeschnittenen Tales *b* vermehren. Das Flußnetz kann dann bei

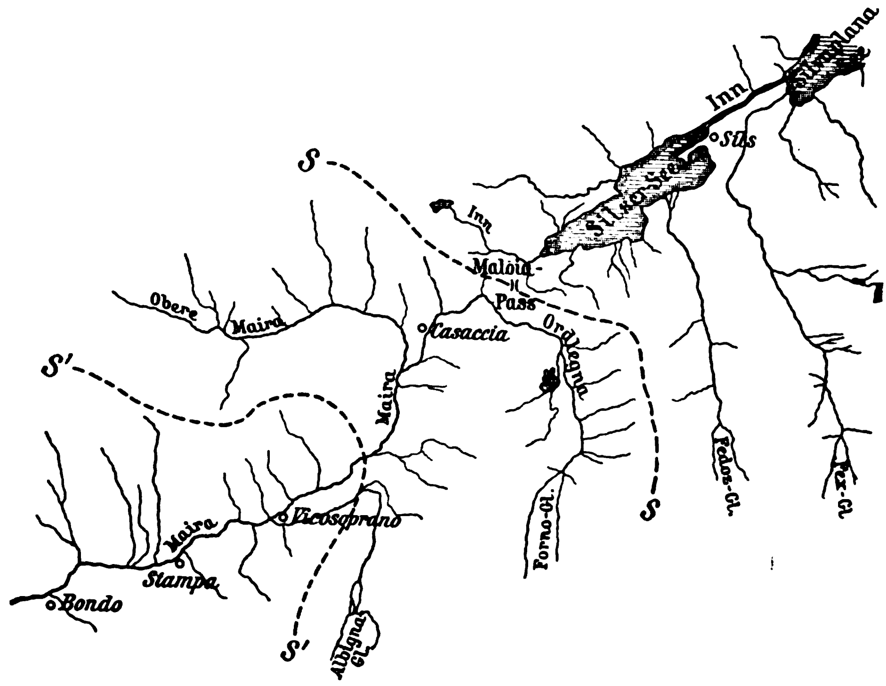


Fig. 411. Kärtchen der Umgebung des Malojapasses. *S S* heutige, *S' S'* ehemalige Wasserscheide.

weiterer Erosion die in Fig. 409 b dargestellte Gestalt erhalten, und als einzige Erinnerung an die früheren Verhältnisse mag bei *y* eine tiefe, nach dem Tale *a'* hinüberführende Scharte zurückbleiben.

Ein anderer Fall von Anzapfung ist in Fig. 410 dargestellt. Hier arbeitet von zwei nebeneinander her fließenden Flüssen ein sich in einer Zone weicherer Schichten bewegender Seitenast des rechten Flusses besonders rasch. Er

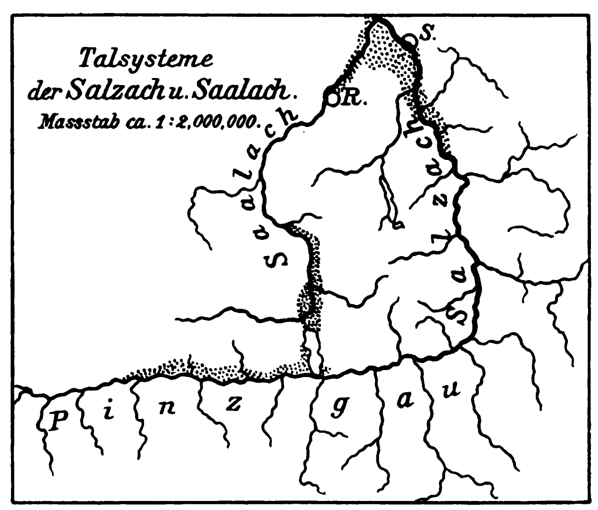


Fig. 412. Kärtchen des Saalach- und eines Stücks des Salzachtales (*S.* Salzburg, *R.* Reichenhall. Punktiert: alter Talboden).

wird dadurch mit der Zeit in das Tal des linken Flusses eindringen und dessen Oberlauf für sich erobern.

Ein solches Eingreifen eines Tales in ein Nachbartal kommt nicht selten vor. Ein lehrreiches Beispiel bietet nach Alb. Heim[1]) die vom Malojapaß nach S abfließende Maira. Der sich rasch vertiefende Fluß ist allmählich bis zum Tale des langsam arbeitenden Inn vorgedrungen, hat sich in dieses eingeschnitten und dessen oberstes Talstück für sich erobert. Die ehemaligen Innzuflüsse — oberstes Mairatal oder Val Marozzo mit vielen Seitenschluchten, Tal des Albignagletschers und Val Ordlegna —, die noch jetzt alle eine nach dem Inn, d. h. nach O und N gehende Richtung haben, biegen in ihrem untersten Teile nach SW zur Maira (Bergell oder Val Bregaglia) um und vermehren deren Wasserreichtum. Der Inn aber, dessen ursprüngliche Quelle weit im W des Malojapasses (etwa bei Promontogno) und viele hundert Meter höher angenommen werden darf, beginnt jetzt im O des ge-

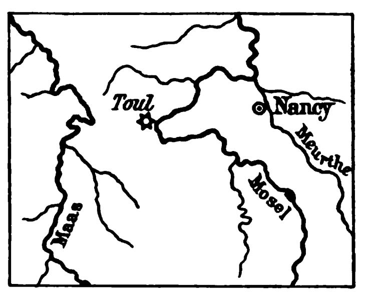


Fig. 413. Kärtchen des oberen Mosellaufes in der Gegend von Toul. 1 : 500 000.

[1]) Heim, Die Seen des Engadin. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs 1879/80.

nannten Passes sogleich als ein breites Wiesental, wie es sonst dem Unterlauf eines Flusses entspricht (Fig. 411).

Ein anderer ähnlicher Fall liegt vor bei der Saalach im Salzburgischen, deren Oberlauf ehemals das obere Pinzgau bildete. Die benachbarte Salzach fiel aber der Saalach von O her in die Seite und eroberte das obere Pinzgau für sich, so daß jetzt wie dem Inn so auch der Saalach ein eigentlicher Oberlauf fehlt (Fig. 412)[1].

Ein ähnlicher, außerhalb der Alpen liegender Fall von Flußanzapfung ist durch W. M. Davis[2]) bekannt geworden. Das heutige oberste Stück der Mosel oberhalb Toul gehörte früher zur Maas, während der Oberlauf der alten Mosel von der Meurthe gebildet wurde. Ein Seitenbach der Meurthe schnitt später den ehemaligen Maaszufluß von der Seite her an und machte ihn der Mosel dienstbar. Infolgedessen wendet diese sich jetzt bei Toul mit scharfer Biegung nach O nach der Meurthe zu, während das

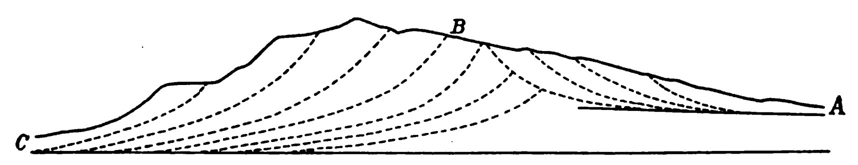


Fig. 414. Anzapfung eines höher gelegenen, langsam einschneidenden Tales ($B\ A$) durch ein ihm entgegenarbeitendes, sich rascher vertiefendes Tal ($C\ B$). Nach de Lapparent.

alte, von Toul in nordwestlicher Richtung nach der Maas führende Talstück trocken liegt (Fig. 413).

Ein weit großartigeres Beispiel dieser „rückgreifender Erosion“ bietet die Andenkette[3]). Ihr steile Westabhang ist weit feuchter als der Ostabhang. Die Erosion arbeitet daher dort viel stärker, und so kommt es, daß die kontinentale Hauptwasserscheide, die ehemals mit der Hauptkammlinie des Gebirges zusammengefallen sein muß, jetzt um mehr als 8 Längengrade nach O hinübergedrängt ist (Fig. 414). Sie schlängelt sich heute in 200 km Entfernung von der Hauptgebirgskette in verhältnismäßig tiefliegendem moorigem Gelände hin und her, und die sich ehemals zum Atlantischen Ozean entwässernden Täler und Becken sind jetzt dem Stillen Meere frönig.

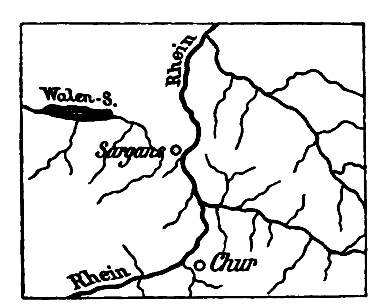
Aus Vorgängen ähnlicher Art, wie sie im vorstehenden besprochen worden sind, erklären sich in einfacher Weise die **Bifurkationen** oder **Gabelungen** von Gebirgstälern.

[1]) Ratzel, Erde und Leben I, S. 600, und Supan, Grundzüge der physikalischen Erdkunde, 4. Aufl., S. 696.

[2]) Davis, Physical Geography S. 249. Boston 1899.

[3]) De Lapparent, C. R. 132, S. 1296, 1901 (vgl. auch Neues Jahrb. f. Min. 1902, II, Ref. S. 375).

Ein bekanntes Beispiel bietet der Rhein bei Sargans. Statt im offenen Tale nach NW zum Walen- und Züricher See abzufließen, wie es ehemals unzweifelhaft der Fall war, weicht der Fluß jetzt plötzlich nach N ab, um eine hohe Gebirgskette zu durchbrechen (Fig. 415). Ein Gegenstück zu diesem Durchbruch bietet der der Weser durch die Porta Westphalica. Anstatt ihren Lauf im weiten offenen, keinerlei Hindernisse bietenden Tale am Südfuße des Wesergebirges fortzusetzen, biegt sie bei Vlotho plötzlich scharf nach N ab, um in enger Schlucht die harten, ihr entgegenstehenden Kalkschichten der Weserkette zu durchbrechen (Fig. 416).



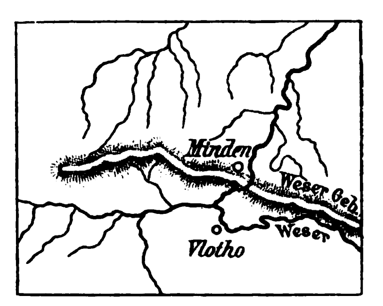


Fig. 415 u. 416. Kärtchen des Rheinlaufes bei Sargans und des Wesertales bei Vlotho. Maßstab 1 : 500 000.

Früher erklärte man alle derartigen Abweichungen von dem natürlichen Wege durch Annahme der Bildung einer tiefen Seitenkluft, durch die der Fluß von seinem alten Wege abgelenkt worden sei. Rückgreifende Erosion vermag indes nachgewiesenermaßen ebenfalls eine Bresche in ein Tal zu legen, und in den meisten Fällen wird man jetzt diese Annahme vorziehen.

Bildungsweise der Durchbruchs- und der epigenetischen Täler. Beziehungen der Täler zu Bruchlinien.

Es ist eine alte Streitfrage, ob die Täler lediglich durch Erosion entstanden oder durch Klüfte und Spalten des Bodens, namentlich durch Bruchlinien bedingt seien.

Daß die Täler in ungestörten Schichten ein Werk des strömenden Wassers sind, liegt auf der Hand. Aber auch viele Täler in Gebieten gestörten Schichtenbaues sind, wenigstens in ihrer heutigen Gestalt, sicherlich ebenfalls das Ergebnis einer lange andauernden Erosionsarbeit. Dafür ist vielleicht keine andere Erscheinung so beweisend wie die unten zu besprechenden, als Reste alter höher gelegener Talböden zu betrachtenden Talterrassen. Da sie fast in allen größeren Tälern und oft bis zu bedeutender Höhe über dem heutigen Talboden vorkommen, führen sie uns die allmähliche, lange fortgesetzte Austiefungsarbeit des Wassers deutlich vor Augen.

Obwohl man nun auf Grund dieser Wahrnehmung die alte Meinung vom innigen Zusammenhang der Täler mit ursprünglichen Bodenspalten immer mehr eingeschränkt hat, hat man doch lange geglaubt, die Annahme von Spalten wenigstens für die **Durchbruchs-** oder **Durchgangstäler** nicht entbehren zu können, d. h. solche Täler, die, aus verhältnismäßig niederer Landschaft kommend, erheblich höhere Gebirge durchbrechen. So verhält es sich mit der Elbe, die in der Sächsischen Schweiz einen Gebirgssockel durchquert, der sich nicht unbeträchtlich über die Höhe ihres Hinterlandes erhebt. Da aber im Innern Böhmens keinerlei Spuren eines ehemaligen, durch das Elbsandsteingebirge aufgestauten Süßwassersees wahrnehmbar sind, so meinte O. PESCHEL daraus schließen zu müssen, daß nur eine sich in jenem Gebirge öffnende Spalte der Elbe den Durchgang ermöglicht haben könne. Auch in sonstigen ähnlichen Fällen — wie beim Poprad, der Moldava und anderen Karpathenflüssen, die in verhältnismäßig tiefliegender Gegend im S der Tatra entspringend, diese durchbrechen —, vor allem aber bei den großen indischen Strömen, die im Himalaya Gebirgsketten durchschneiden, deren Höhe die ihrer Ursprungsstätte um mehrere tausend Meter übertrifft — glaubte man früher nur die Wahl zu haben zwischen der Annahme einer Stauung der Gewässer durch die Ketten und deren Durchsägung durch die über ihren Kamm abfließenden Flüsse, oder einer Spaltung der Ketten und dadurch bedingter Talbildung.

Nach ALB. HEIM[1]), POWELL, MEDLICOTT, DUTTON, TIETZE u. a. wäre jedoch in solchen Fällen die eine Annahme ebenso unzulässig wie die andere, da bei den meisten Durchbruchstälern keinerlei Dislokation nachweisbar ist, die Schichten vielmehr ganz regelmäßig von der einen Talseite nach der anderen hinübersetzen, oft sogar in Gestalt von Bänken, die den Fluß als Stromschnellen durchziehen. Man beseitige indes alle Schwierigkeiten, sobald man annehme, daß nicht das Gebirge älter sei als der es durchbrechende Fluß, sondern umgekehrt der Fluß älter als das Gebirge. Denn da die Aufrichtung der Ketten nicht auf einmal, sondern allmählich erfolgte, so vermochte der Fluß, während vor ihm das Gebirge emporstieg, sehr wohl seine Talsohle immer in demselben Niveau zu erhalten und so allmählich selbst die gewaltigsten Ketten zu durchschneiden. Nach POWELL läßt sich jeder eine Gebirgsfalte durchbrechende Fluß mit einer Säge vergleichen, die, ohne selbst von der Stelle zu rücken, einen gegen sie herangeschobenen Block durchschneidet. Dabei bleibt indes immer Voraussetzung, daß die Stauung des Flusses oberhalb der aufsteigenden Schwelle und die an deren Unterende infolge des vermehrten Gefälles eintretende Steigerung der Erosion einander die Wage halten.

Diese namentlich von E. TIETZE[2]) mit großem Scharfsinn verteidigte

[1]) HEIM, Mechanismus der Gebirgsbildung 1878, I, S. 281 ff.

[2]) TIETZE, Einige Bemerkungen über die Bildung von Quertälern. Jahrb. geol.

Theorie erfreut sich jetzt in geologischen wie auch in geographischen Kreisen einer großen Beliebtheit. So ist auch K. FUTTERER[1]) in seiner Arbeit über die Durchbruchstäler zwischen Piave und Tagliamento (Südalpen) zu dem Ergebnisse gekommen, daß ihre Bildung sich am besten vom Standpunkte der POWELL-TIETZEschen Theorie erklären lasse. Während nämlich die oligozänen Konglomerate am Ausgange jener Täler aus Geröllen zusammengesetzt sind, die nur aus Trias- und Juragesteinen der inneren Alpenketten bestehen, enthalten die jung-miozänen und quartären Konglomerate auch Gerölle, die den Kreidegesteinen der Randzone des Gebirges entstammen. Dies berechtigt zum Schlusse, daß die fraglichen Quertäler schon in der älteren Tertiärzeit an ihrer heutigen Stelle vorhanden waren, daß aber die äußeren Kreideketten damals noch nicht aufgefaltet waren. Diese stiegen vielmehr erst gegen Ende des Miozän empor, und in demselben Maße schnitten sich die Flüsse in sie ein. Auch hier würden also die Flüsse älter sein als die von ihnen durchbrochenen Gebirgszüge.

Noch eine andere Ansicht über die Bildung der Durchbruchstäler hat RICHTHOFEN ausgesprochen. Nach ihm würden sie in vielen Fällen am naturgemäßesten als sogenannte **epigenetische Täler** (superimposed valleys) aufzufassen sein. Es sind das Täler, die ihre Richtung und Anordnung Flußrinnen verdanken, die sich ehedem in einer höher liegenden, jetzt gänzlich abgetragenen Schichtendecke eingefurcht hatten. Waren solche Kanäle einmal vorhanden, so konnten sie bei dem stets bestehenden Bestreben, sich senkrecht in die Tiefe einzugraben, auch in einer unterliegenden älteren Schichtenmasse ihre alte Lage beibehalten. Ihre Lage würde sich mithin nicht aus den heutigen orographischen und geologischen Verhältnissen, sondern aus denen früherer geologischer Perioden erklären, wie dies wohl auch für die große Masse der Alpentäler gilt, deren Boden ursprünglich um mehrere tausend Meter höher gelegen hat.

Für so gerechtfertigt wir aber auch die wesentliche Einschränkung der alten Spaltentheorie der Täler halten, so würde es doch unzulässig sein, wenn man das vielfache Bedingtsein der Talbildung durch den Gebirgsbau im allgemeinen und durch Bruchlinien im besonderen ganz in Abrede stellen wollte. Denn für eine ganze Reihe von Fällen ist jene Abhängigkeit unzweifelhaft festgestellt worden.

So fallen viele große Längstäler der Alpen, wie das des Rheins und der Rhone auf Schweizer Gebiet, auf große Erstreckung mit ansehnlichen Störungslinien zusammen. Auch die zahlreichen Quertäler der Birs im Schweizer Juragebirge decken sich nach JENNY mit Bruchlinien. In gleicher

Reichsanst. Bd. 28, S. 581, Wien 1878. — DERSELBE, Ebendas. Bd. 32, S. 685, 1882. — DERSELBE, Zur Geschichte der Ansichten über die Durchbruchstäler. Ebendas. Bd. 38, 1888.

[1]) FUTTERER, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1895.

Weise fallen sowohl in der mitteldeutschen Triaslandschaft als auch in unseren älteren Mittelgebirgskernen (Rheinisches Gebirge, Harz usw.) kleine und große Talfurchen so häufig mit Verwerfungen zusammen, daß dieser Zusammenhang allen Geologen, die sich mit Aufnahmearbeiten in jenen Gegenden beschäftigt haben, geläufig ist[1]). Aus unserer eigenen Aufnahmetätigkeit im alten Gebirge wollen wir hier nur das Odertal bei Andreasberg im Harz als ein gutes Beispiel für ein tiefes, sich mit einer größeren Verwerfung deckendes Tal anführen. Auch die vom Verfasser zuerst bei Lauterberg am Harz, später auch im Taunus und Kellerwald beobachtete Tatsache, daß die dortigen NW streichenden Querverwerfungen ganz häufig mit mehr oder weniger tiefen Einsattelungen im Gebirgskamme zusammenfallen, spricht für die nahen Beziehungen von Talbildung und Bruchspalten.

Ein bemerkenswertes Beispiel inniger Verknüpfung von Talbildung und Tektonik hat die in den letzten Jahren durchgeführte geologische Neuaufnahme der Gegend von Marburg geliefert (Fig. 417)[2]).

Der Lauf der Lahn, die von W aus dem alten Gebirge kommend, bei Göttingen (wo sie sich mit der Wetschaft vereinigt) plötzlich die bis dahin verfolgte Richtung nach O verläßt, um sich scharf nach S zu wenden, bald darauf aber bei Kölbe nach N umbiegt, um weiterhin in großem Bogen wieder zur Südrichtung zurückzukehren, die sie bis Gießen hin beibehält, war schon lange befremdlich erschienen; und zwar um so mehr, als das Vorkommen von Diluvialschottern mit Geschieben des alten Gebirges im Amöneburger Becken, d. h. fast 10 km im O der Umbiegung bei Göttingen, darauf hinweist, daß der Fluß ehemals einen anderen Lauf hatte und daß die auffällige Umbiegung verhältnismäßig neu sein müsse. Die Aufnahmen haben nun ergeben, daß 1. das ganze Lahntal von Göttingen bis über Marburg hinaus und ebenso das Tal der Wetschaft mit Bruchlinien zusammenfällt, an denen zum Teil recht erhebliche Vertikalverschiebungen der Schichten stattgefunden haben, und 2. daß diese Brüche, die, bei Marburg selbst besonders gedrängt auftretend, eine außerordentliche Zersplitterung der Buntsandsteintafel bewirkt haben, sehr jung sein müssen. Dies ergibt sich mit Bestimmtheit aus der Beschaffenheit der vielen mit jenen Brüchen zusammenfallenden Tälchen und Schluchten, ihrer Enge und Steilwandigkeit, ihrem starken Gefälle und dem Mangel einer ebenen Talsohle — lauter Merkmale junger, noch unfertiger Täler. Wahrscheinlich ist der größte Teil der fraglichen Brüche erst in der jüngeren Quartärzeit entstanden und auf ruckweise Hebungen des benachbarten Schiefergebirges zurückzuführen, die vielleicht von Senkungen des mesozoischen Vorlandes begleitet waren.

[1]) Gute Beläge für diesen Zusammenhang aus SW-Deutschland gibt Deecke in seiner Geologie von Baden III, S. 64 ff., S. 185.

[2]) Erläuterungen zum Blatte Marburg der Geologischen Karte von Preußen usw. Berlin 1915.

Eine ausschlaggebende Bedeutung messen die skandinavischen Geologen der Spaltenbildung für die norwegischen Fjorde bei. Schon Kjerulf wollte die Fjorde mit dem Aufreißen von Spalten bei der tertiären Landerhebung in Zusammenhang bringen. Noch entschiedener aber tritt



Fig. 417. Verlauf der Verwerfungslinien bei Marburg. Maßst. 1 : 100 000.
Die Zähne weisen nach dem tektonisch tiefer liegenden Flügel.

de Geer in einer neueren Arbeit[1]) für die Ansicht ein, daß alle Fjordtäler Norwegens, Schottlands, Spitzbergens, Islands und Grönlands aus der Zerspaltung zu erklären seien, welche die den Tiefseeboden des skandinavischen und des arktischen Meeres umgebenden Länder bei ihrer Heraushebung er-

[1]) de Geer, Kontinentale Niveauänderungen im Norden Europas. Verh. des zwischenvölk. Geologenkongr. zu Stockholm 1912, II, S. 849.

fahren hätten. Wenn die östlichen Teile Skandinaviens, Schweden, Finnland und die Kola-Halbinsel, der kräftigen Zertalung der norwegischen Küste entbehrten, so erkläre sich das aus ihrer schwächeren Hebung. Auch eine große Zahl der norwegischen Hochgebirgstäler und Talseen wären nach DE GEER und SEDERHOLM[1]) Spalt- oder Zerklüftungstäler.

Zu ganz ähnlichen Anschauungen hat sich GREGORY[2]) bekannt. Alle Fjorde der Erde (auch die Patagoniens und Neuseelands) wären nach ihm durch tektonische Vorgänge entstanden. Eis und fließendes Wasser hätten ihnen wohl später ihre jetzige Gestalt verliehen, sie aber nicht erst gebildet.

Wie hoch man aber auch immer die Rolle tektonischer Vorgänge für die Entstehung der Täler einschätzen möge, niemals sollte man aus dem Auge lassen, daß wie die heutige Geländebeschaffenheit überhaupt, so namentlich unsere großen Täler meist das Ergebnis einer langen, oft sehr wechselvollen Geschichte sind. Diese Geschichte stellt sich im allgemeinen als ein gegenseitiger Kampf tektonischer und erodierender Kräfte dar, der sich durch das Hinzutreten von klimatischen Änderungen, Vereisungen und anderen geologischen Ereignissen oft sehr verwickelt gestalten kann.

Terassen der Täler.

Sie sind bereits oben als deutliche Beweise für die Entstehung der Täler durch lange Erosionsarbeit des Wassers angeführt worden. Sie sind sowohl im Gebirge wie im Flachlande anzutreffen und fehlen kaum einem größeren

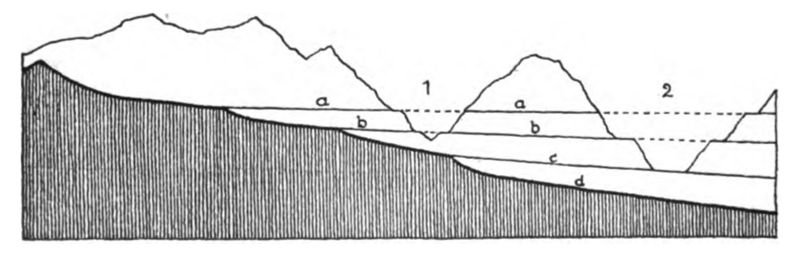


Fig. 418. Schematische Darstellung von Talterrassen im Längsschnitt des Haupttals mit Unterbrechungen durch einmündende Nebentäler (*1, 2*). *a* älteste, *c* jüngste Terrasse, *d* heutiger Talboden.

Tale. Zu beiden oder nur auf einer Seite des Tales auftretend, stellen sie mehr oder minder hoch über dem heutigen Talboden liegende, in die Talgehänge eingeschnittene Stufen dar, deren Steilabsturz dem Tal zugekehrt ist, während ihre Oberfläche flach und mit Geröll und Kies bedeckt zu sein pflegt (Fig. 420).

[1]) SEDERHOLM, Über Bruchlinien, mit besonderer Beziehung auf die Geomorphologie von Fennoskandien. Ebenda S. 865.

[2]) GREGORY, The nature and origin of fjords. London 1912.

Sie stellen Reste älterer Talböden dar, die aus einer Zeit stammen, als das Tal sich noch nicht bis zu seiner heutigen Tiefe eingeschnitten hatte. Nachdem sich zuerst der älteste, höchstliegende Talboden gebildet hatte, schnitt sich später in ihn ein neuer, tiefer liegender ein. Dieser Vorgang

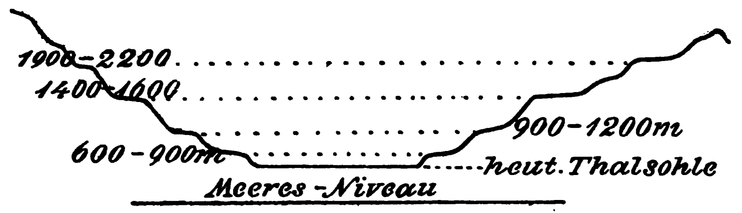


Fig. 419. Alte Terrassen des Reußtales im Querschnitt. Nach A. Heim.

konnte sich mehrmals wiederholen und führte jedesmal zur Bildung einer Talterrasse. Im Längsschnitt erscheinen die Talterrassen als Talstufen, im Querschnitt als übereinanderliegende Terrassen (Fig. 418, *a*, *b* usw.). Wo ein Nebental ins Haupttal mündet, zeigen die Terrassen eine Unterbrechung

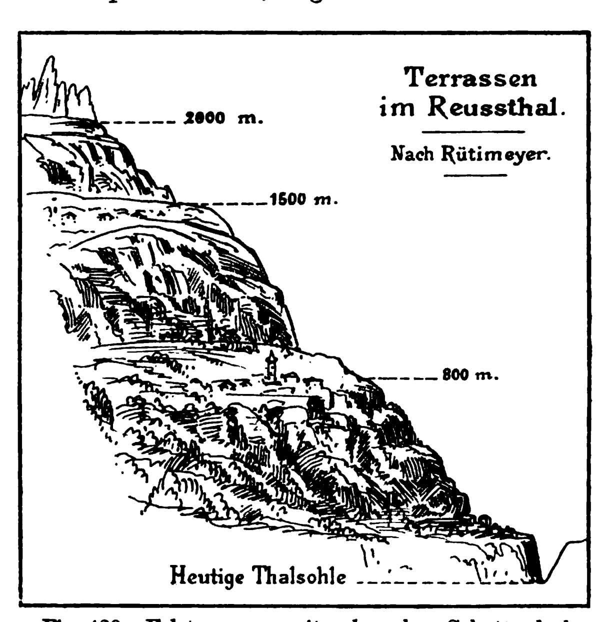


Fig. 420. Felsterrassen mit schwacher Schotterdecke.

(Fig. 418, *1*, *2*). Wenn gut erhalten, treten die Talterrassen als scharfe, jedermann in die Augen fallende Stufen hervor. Oft aber sind sie durch spätere Abspülung und durch Abwitterung der Gehänge undeutlich geworden und bilden nur verwaschene, sich längs der Gehänge hinziehende Absätze. Nicht selten liegt eine ganze Reihe von Terrassen übereinander, eine jede von der darüberliegenden durch einen mehr oder weniger hohen Absturz getrennt.

So sind im Rhein- und Moseltale innerhalb des Schiefergebirges eine ganze Reihe von Terrassen entwickelt, deren tiefste nur 15 m, die oberste aber mehr als 200 m über der heutigen Talsohle liegt.

Man hat bisher zwei Arten von Talterrassen unterschieden: 1. Erosions- und 2. Aufschüttungs- (Akkumulations-) Terrassen. Bei jenen ist die Terrasse in festen Fels eingeschnitten, bei diesen in lockeren Talschutt (Kies, Sand). Da indes in beiden Fällen die Terrassenbildung auf Erosion zurückzuführen ist, so dürfte es richtiger sein, von „Fels"- und „Aufschüttungsterrassen" zu reden.

Bei den Felsterrassen ist die höchste Terrasse stets die älteste, die tiefste die jüngste. Alle steigen wie die heutige Talsohle talaufwärts allmählich an. Dabei ist aber ihre Neigung im allgemeinen um so geringer, je älter sie sind; mit anderen Worten, die höchste Terrasse stellt den am schwächsten, die heutige Talsohle den am stärksten geneigten Talweg dar. Infolge dieses Verhaltens und ihrer Konvergenz nach rückwärts müssen alle sich mit dem heutigen Talboden vereinigen, und zwar um so früher, je tiefer sie liegen (Fig. 418).

Sehr ausgezeichnete Felsterrassen finden sich in vielen Alpentälern. So in dem der Reuß, der Linth und des Rheins, wo Alb. Heim sie zum Gegenstand einer eingehenden Untersuchung gemacht hat[1]). Nach ihm lassen sich im Reußtale oberhalb des Vierwaldstätter Sees folgende vier Hauptterrassen unterscheiden: 1. die von 600—900 m, die sich oberhalb Wassen mit dem heutigen Talwege vereinigt; 2. die von 900—1200 m, die sich mit diesem oberhalb Göschenen vereinigt; 3. die von 1400—1600 m, die bei Andermatt, und 4. die von 1900—2200 m, die erst an den Quellen der Reuß mit dem heutigen Talboden zusammenkommt. Bemerkenswert ist, daß die Terrassen sich auch in die Nebentäler hinein verfolgen lassen, da sich daraus ergibt, daß die Erosion der Nebentäler von der jeweiligen Erosionsbasis des Haupttals abhängt.

Ähnliche Beobachtungen konnte Heim in den benachbarten Tälern machen, wo indes die Terrassen in anderer Höhe liegen. So tritt z. B. im Linthtale die erste Terrasse 1000—1300, die zweite 1800—2000, die dritte 2400—2500, die vierte endlich 2800—3000 m über dem jetzigen Talboden auf. Im oberen Rheintale dagegen liegt die erste Terrasse 1300—1500, die zweite 1800—1900, die dritte 2000—2100, die vierte 2400 m hoch[2]).

Die Aufschüttungsterrassen sind dadurch entstanden, daß auf eine Zeit lebhafter Erosion, in der ein tiefer Taleinschnitt gebildet wurde, eine Periode der Ruhe folgte, während welcher das Tal nicht weiter aus-

---

[1]) Heim, Erosion im Reußtale. Jahrb. d. Schweiz. Alpenklubs 1879. — Vgl. auch Bodmer, Terrassen und Talstufen der Schweiz. Zürich 1880.

[2]) Heim, Mechanismus der Gebirgsbildung I, S. 291. Zürich 1878.

getieft, sondern mit Schutt ausgefüllt wurde. Als dann später die Erosion wieder erwachte, schnitten die Wässer in die Schuttmassen ein und schufen eine neue, tieferliegende Erosionsfurche.

Ein erster, häufig vorkommender Fall ist in Fig. 421 a dargestellt. Nach Erfüllung des Tales mit den ehemals zusammenhängenden Schuttablagerungen *a a* grub sich der Fluß ein neues Tal, das er später mit neuem Schutt (*b b*) erfüllte. In diesen hat sich schließlich das heutige Tal eingeschnitten. Dagegen stellt Fig. 421 b einen Fall dar, wo äußerlich ganz ähnliche Schuttterrassen durch eine ruckweise Tieferlegung der Erosionsbasis entstanden sind, der später ein weiteres Einschneiden des Flusses folgte.

Zur Erklärung der Terrassenbildung der Täler darf man ganz allgemein annehmen, daß jede Terrasse einem Zeitabschnitt entspricht, wo die Vertiefung des Tales aufgehört hatte und Ausweitung und Ausfüllung an deren Stelle getreten waren. Jeder Terrassenabsturz dagegen entspricht einem

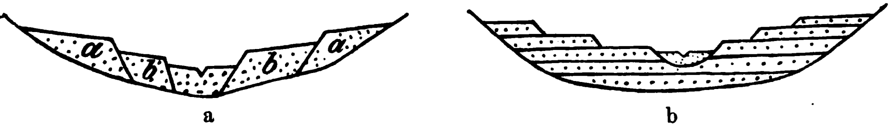


Fig. 421. Querprofile durch zwei Täler mit Aufschüttungsterrassen. Nach Richthofen.

Neuaufleben der Erosion. In den meisten Fällen wird die Wiederbelebung der Erosionskraft mit einer Hebung des Bodens und einer dadurch bedingten Vermehrung des Gefälles zusammenhängen. Indes würde auch eine Tieferlegung des Meeresspiegels die gleiche Wirkung haben, und dasselbe gilt wohl auch von einer Vermehrung der jährlichen Niederschlagsmenge, wie wir sie für die Eiszeit annehmen müssen. Allgemein ausgedrückt, sind es mithin Boden- oder Klimaschwankungen, die in der Terrassenbildung der Täler zum Ausdruck kommen.

Ein gutes Beispiel für durch Hebung entstandene Terrassen bietet das untere Rheintal, von Bingen abwärts bis in die Kölnische Bucht. Wie sich besonders aus den schönen Untersuchungen E. Kaisers ergeben hat[1]), sind hier mindestens vier verschiedene Perioden von Bodenhebung und damit verbundener Erosion anzunehmen (Fig. 422).

Die oberste Terrasse ist in eine noch höher gelegene breite sogenannte Trogfläche (Philippson) eingesenkt, die nach Th. Lorenz von

[1]) Kaiser, Ausbildung des Rheintales usw. Verh. d. XIV. Geographentages in Köln 1903. — Derselbe, Pliozäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und niederrheinischer Bucht. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 28, S. 56, 1907. — Derselbe, Die Entstehung des Rheintales. Verh. d. Ges. deutsch. Naturf. u. Ärzte. Köln 1908. — Vgl. auch C. Mordziol, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 29, S. 382, 1908 u. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde 1910, S. 77—92, 159—173, und A. Leppla, Diluvium der Mosel. Ebenda 31, S. 343, 1911.

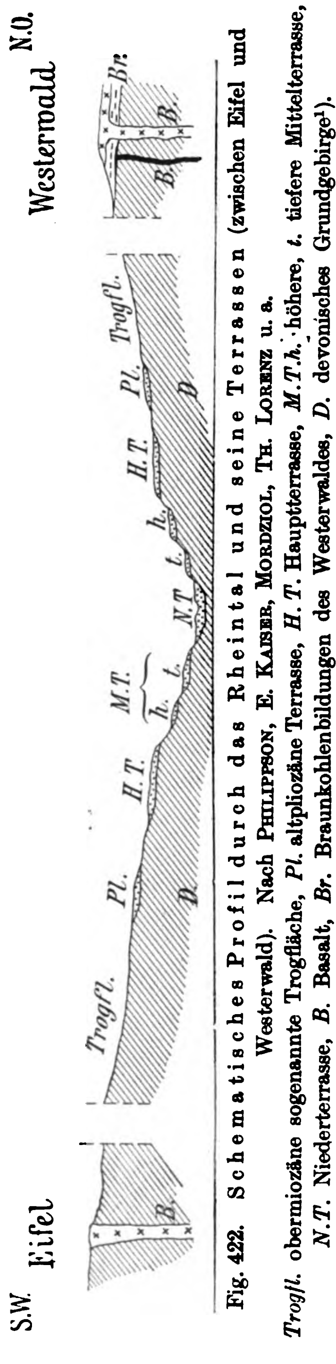


Fig. 422. Schematisches Profil durch das Rheintal und seine Terrassen (zwischen Eifel und Westerwald). Nach Philippson, E. Kaiser, Mordziol, Th. Lorenz u. a.
Trogfl. obermiozäne sogenannte Trogfläche, *Pl.* altpliozäne Terrasse, *H.T.* Hauptterrasse, *M.T.h.* höhere, *t.* tiefere Mittelterrasse, *N.T.* Niederterrasse, *B.* Basalt, *Br.* Braunkohlenbildungen des Westerwaldes, *D.* devonisches Grundgebirge[1]).

einem ältesten, obermiozänen Rheinlaufe herrührt. Die Höhenlage der obersten Terrasse, die, wie wir jetzt wissen, altpliozän ist, beträgt zwischen Neuwied und Bonn 270 bis 210 m. Etwa 30 m tiefer liegt die Hauptterrasse, welche bei Andernach 2, bei Linz nicht weniger als 7 km breit ist. In noch geringerer Höhe folgen dann die sogenannten Mittelterrassen und darunter endlich (in etwa 70 m Höhe) die Niederterrasse.

Sehr bemerkenswert ist, daß alle diese Terrassen um so stärker geneigt sind, je älter sie sind. Die Neigung der pliozänen Terrasse ist sogar so groß, daß sie (in der Gegend von Remagen) die Hauptterrasse schneidet und dann unter deren Niveau herabsinkt. Auch die Hauptterrasse senkt sich von 180 m bei Honnef auf 120 m bei Köln, und ganz ähnlich verhalten sich die tieferen Terrassen. Man muß daraus schließen, daß die mehrmalige Wiederbelebung der Erosion hier mit einer Reihe von ungleichmäßigen, sich nach N zu allmählich abschwächenden Hebungen seit Ende der Pliozänzeit zusammenhängt. In diesem Falle würden also die Terrassen eine tektonische Entstehung haben.

Anders verhält es sich mit den Terrassen des Mittelrheintals zwischen Mainz und Basel und im Alpenvorland. Denn obwohl denen des Unterrheins äußerlich ganz ähnlich, haben sie doch eine ganz andere Entstehung, insofern sie, mit starken Klimaschwankungen zusammenhängend, die vier großen Eiszeiten des Alpengebietes widerspiegeln.

---

[1]) Die Unterbrechung des Profils zu beiden Seiten des Rheintales soll andeuten, daß dieser große Talzug samt der Trogfläche vom Westerwald bzw. der Eifel durch einen weiten, von der Rumpffläche des Schiefergebirges eingenommenen Zwischenraum getrennt ist.

Endergebnis der Erosion: Fastebene.

Wir können die Besprechung der Erosionsvorgänge nicht verlassen, ohne mit einigen Worten die Frage nach dem Endergebnisse der Erosion berührt zu haben.

Es ist bereits oben (S. 527) hervorgehoben worden, daß durch zwei Flüsse, die auf derselben Linie, aber in entgegengesetzter Richtung einschneiden, die trennende Wasserscheide mit der Zeit immer mehr abgetragen werden kann, bis schließlich beide zu einer einzigen Talfurche zusammenfallen, in welcher nur noch eine oft kaum mehr erkennbare Bodenschwelle die nach verschiedenen Richtungen abfließenden Wässer scheidet. Es ist wohl denkbar, daß etwas Ähnliches auch zwischen zwei parallel nebeneinander herlaufenden Tälern stattfindet: daß der sie scheidende Gebirgsrücken mehr und mehr erniedrigt wird, bis am Ende beide in eine einzige Talfurche zusammenfällen.

Denkt man sich, daß derartiger Vorgänge nicht auf einige wenige Nachbartäler beschränkt bleiben, sondern sich auf ein ganzes Gebirgsland mit zahlreichen in verschiedener Richtung eingeschnittenen Tälern und Schluchten ausdehnen, daß also allmählich durch Erosion, Regenspülung und Verwitterung alle trennenden Riegel und Rücken abgetragen werden, so kommt man zu der Vorstellung, daß das Endergebnis einer genügend lange fortgesetzten Erosion darin wird bestehen können, daß ein Landstrich, ganz unabhängig von seiner ursprünglichen Oberflächengestaltung, in eine fast vollkommene Ebene umgewandelt wird, die nur hier und da von einigen flachen Bodenschwellen und niedrigen Hügeln als den letzten Überbleibseln der ehemaligen Wasserscheiden durchzogen wird.

Überlegungen dieser Art sind es gewesen, die Davis zu seiner Theorie der sogenannten **Peneplain** als Endziel einer langen Erosionsarbeit geführt haben. Die Franzosen haben diesen Ausdruck ohne Änderung (pénéplaine) übernommen, während wir ihn mit „Fastebene“, mit „Rumpfebene“ oder mit „Abtragungs- oder Einebnungsfläche“ übersetzen.

Die Fastebene soll die Endform der Abtragung einer Landoberfläche darstellen, einer Abtragung, bei der den Flüssen eine Hauptrolle zufällt. Sie soll eine nahezu völlige Ebene bilden, deren Höhenlage über dem Meere um so geringer ist, je länger die Abtragung gewirkt hat.

Wie auf der Hand liegt, werden der endgültigen Herausbildung einer Peneplain Zustände geringerer Abtragung vorausgehen müssen, und diese bezeichnet Davis, entsprechend der Lebensgeschichte des einzelnen Menschen, als Jugend, Reife und Alter.

Im Jugendzustande einer aus dem Meere herausgehobenen Landoberfläche sind die Taleinschnitte noch eng und steilwandig, ohne ebenen

Talboden. Sie fallen rasch ab und weisen vielfache Gefällsbrüche, Geländestufen, Wasserfälle und Seen auf. Die Flüsse fließen in diesem Entwicklungszustande schnell, die Wasserscheiden erleiden beständige Verschiebungen.

Im Reifezustande treffen wir keine Wasserfälle und Seen mehr an. Die Täler sind breiter und flacher geworden und besitzen einen ebenen Boden, die Flüsse bewegen sich in zahlreichen Biegungen über dem von ihnen abgelagerten Schutt. Die Abtragung reicht in diesem Entwicklungszustande bis ins Quellgebiet zurück und die Wasserscheiden sind bereits in niedrige, flach gerundete Rücken umgewandelt. Dieser Zustand führt allmählich über zum

Greisenalter (oder der „Überreife" SUPANS). Die Täler sind hier zu breiten flachen Hohlformen umgestaltet, die Flüsse haben nur noch so viel Stoßkraft, um die Abwitterungsstoffe in Gestalt feinsten Schlammes dem Meere zuzuführen. Die Rücken zwischen den benachbarten Tälern und Talsystemen sind zu flachen breiten Bodenschwellen abgetragen. So entsteht schließlich ein unmerklich vom Meere bis zum Quellgebiet ansteigendes welliges Gelände mit flach gerundeten Formen, welches nur hier und da noch einzelne (infolge großer Widerstandsfähigkeit der Abtragung entgangene) Restberge oder „Härtlinge" (Monadnocks) aufweist.

Damit ist der geographische **Erosionszyklus**[1]), wie DAVIS ihn nennt, abgeschlossen. Erfährt aber die eingeebnete Fläche eine Hebung, so kann ein neuer Erosionszyklus eingeleitet werden. Denn dann werden die Flüsse aufs neue einzuschneiden beginnen und nach einiger Zeit die alte Fastebene in ein Gelände mit den Merkmalen des Jugendzustandes umwandeln, auf den später wieder ein solcher der Reife und zuletzt ein solcher des Greisenalters folgen wird. In der Tat sollen im Schweizer Juragebirge[2]) Spuren eines doppelten, in den Alleghanies solche eines dreifachen Erosionszyklus zu erkennen sein.

Diesem normalen Erosionszyklus rechnet DAVIS als Unterarten auch den ariden oder Zyklus der Trockengebiete, und den nivalen (oder glazialen) der hohen Breiten zu und setzt sie dem marinen Zyklus entgegen, der durch die Brandung an den Meeresküsten bewirkt wird und auch hier die Aufeinanderfolge von Ur-, Folge- und Endformen herbeiführt.

Inwieweit diesen theoretischen Vorstellungen eine tatsächliche Bedeutung zukommt, ob wirklich Flüsse, Regenfall und Abwitterung für sich allein imstande sind ein ausgedehntes, stark gegliedertes Gelände in eine Fastebene umzuwandeln, will uns fraglich erscheinen. Für Landstriche von

---

[1]) Der Ausdruck Zyklus bedeutet hier nicht wie in anderen Fällen Kreislauf, sondern Aufeinanderfolge!

[2]) BRÜCKNER, Arch. des scienc. phys. nat. Genève 1902. — PENCK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter S. 472.



gleichartiger Zusammensetzung aus leicht erodierbaren Gesteinen ist die Möglichkeit einer Einebnung vielleicht nicht von der Hand zu weisen; ob aber auch für solche mit vielfach wechselndem geologischem Bau? Man sollte meinen, daß bei einem solchen alle härteren Gesteinsmassen sich immer über die weichen herausheben werden und daher eine völlige Verebnung nie zustande kommen wird.

Die Bildung einer Peneplain setzt jedenfalls lange Zeiträume voraus, während welcher die beiden für die Talbildung besonders in Betracht kommenden Umstände, die jährliche Niederschlagsmenge und die Höhe der Erosionsbasis, keine wesentliche Änderung erleiden. Ob in der Tat jemals Klima und Bodenhöhe durch ganze geologische Perioden hindurch so unverändert geblieben sind?

Die Vorstellungen von Davis haben denn auch in Geologenkreisen im allgemeinen keinen großen Anklang gefunden. Von bekannten Forschern hat sich ihnen de Lapparent[1]) angeschlossen, der einen Teil des südlichen Amazonasgebiets, das französische Zentralplateau und die Ardennen und manche andere mitteleuropäische Horstgebirge als Beispiele für Fastebenen anführt. Auch Penck ist ein Anhänger der Davisschen Theorie, während andere Geographen ihr mehr oder weniger ablehnend gegenüberstehen. Supan findet, daß sie mit der später zu erläuternden Theorie der Isostasie (nach welcher jede Störung des bestehenden Gleichgewichtszustandes der verschiedenen Erdschollen Hebungen oder Senkungen zur Folge haben soll) unvereinbar sei. Denn wenn ein Landstrich durch Abtragung fortgesetzt an Material verliert und leichter wird, wie Davis es annimmt, so müßte er nach den isostatischen Vorstellungen in demselben Maße aufsteigen und die Talbildung dort nie zur Ruhe kommen[2]). Supan bestreitet auch, daß in der Natur irgendwo eine Peneplain im Sinne von Davis vorhanden sei[3]).

E. Tätigkeit der Seen[4]).

Allgemeines.

Seen finden sich in den verschiedensten Höhen und Breiten, in jeder Art von Landschaft und unter den mannigfaltigsten geologischen Verhältnissen. In vielen Fällen treten sie in Gruppen auf. Dies gilt besonders

---

[1]) De Lapparent, Leçons de géographie physique S. 140 ff., 1896.

[2]) Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde 1903, S. 480.

[3]) Derselbe, Ebenda 1916, S. 550.

[4]) Literatur: Rütimeyer, Über Tal- und Seebildung 1879. — Peschel, Entwicklung der stehenden Wässer auf der Erde. (Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde, 2. Aufl.) — v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende 1886, S. 262. — M. Davis, On the classification of the basins. Proceed. Boston Soc. Nat. Hist. XXI, 1882.

für kleinere Seen, die oftmals in großer Zahl unter gleichen äußeren Bedingungen erscheinen, so daß man von besonderen Seeregionen (in Küstengebieten, in Flußniederungen und Deltas, in Glazial-, Vulkan- und Steppengebieten) reden kann.

Die Seen verhalten sich zum Meere wie die Inseln zu den Kontinenten. Indes bleibt ihre Größe weit hinter der der Inseln zurück. Der größte aller Landseen, der Kaspi mit 438 700 qkm Oberfläche, kommt kaum der Insel Sumatra gleich, die doch lange keine der größten ist. Die fünf großen kanadischen Seen, die bedeutendste aller Seengruppen, haben zusammen nur 230 000 qkm, der Tanganika 35 000; der Baikalsee ist nur um weniges kleiner, während der größte europäische See, der Ladogasee, nur ungefähr 18 000 qkm und der Genfer See nur 5829 qkm hat.

Auch die Tiefe der Seen ist im Vergleich zu der der Meere gering. Der tiefste, der Baikalsee mit über 2000 m, erreicht noch nicht ein Viertel der größten Meerestiefe. Auch der Kaspi mit ungefähr 1150 m gehört zu den tiefsten bekannten Seen, während von den westeuropäischen der Comer See mit 409, der Genfer See mit 310, der Bodensee mit 252 m weit dahinter zurückbleiben. Die allermeisten Seen liegen somit in verhältnismäßig flachen Becken. Übrigens wechselt bei manchen die Tiefe in den verschiedenen Abschnitten des Seebeckens beträchtlich. So ist sie beim Gardasee im N viel größer als im S, beim Vierwaldstätter See umgekehrt im Urner See größer als im N (damit zusammenhängend, daß bei allen alpinen Randseen die Tiefe alpenwärts zunimmt).

Nach der Gestalt kann man bei größeren Seen zwei Hauptgruppen unterscheiden: 1. große rundliche Flachlandsseen, wie Kaspi und Aralsee, die großen kanadischen Seen, der Wenersee usw. und 2. langgestreckte Talseen, wie der Baikalsee, der Tanganika, der Genfer und Züricher See u. a. m.

Während die letztgenannten Seen nach ihrer Lage und Gestalt als einfache Seen bezeichnet werden können, liegen andere Talseen in verschiedenen zusammenstoßenden Tälern. Der Vierwaldstätter und der Luganer See bilden ausgezeichnete Beispiele für solche zusammengesetzte Talseen.

Weitaus die meisten Seen sind oberirdisch. Unterirdische Seen kommen nur in Höhlen vor. Sie stellen seeförmige Ausbreitungen der diese durchziehenden Flüsse dar und bleiben stets klein und flach.

Der Wasserstand der Seen hängt natürlich, wie der der Flüsse,

— R. Credner, Die Reliktenseen. Petermanns Mitteil., Erg.-Bd. 1887, 1888. — E. Geinitz, Die Seen, Moore und Flußläufe Mecklenburgs 1886. — Penck, Vergletscherung der deutschen Alpen S. 368—432 (Alpenseen), 1882. — Forel, Le Léman 1892 bis 1901. — W. Ule, Die Seenkunde. Hettners Geogr. Zeitschr. V, S. 434 ff. 1899. — Forel, Handbuch der Seenkunde. Ratzels Geogr. Handb. IX, 1901.



in erster Linie von der Niederschlagsmenge ab. Der Wechsel der Jahreszeiten, die Einflüsse gelegentlicher besonders starker Niederschläge sowie ganzer feuchter Jahre müssen sich daher in der Wasserhöhe der Seen deutlich abspiegeln[1]). Davon unabhängig gibt es aber länger andauernde Schwankungen des Wasserstandes, die sich namentlich bei abflußlosen Seen oft sehr stark fühlbar machen und die nach den Untersuchungen von Brückner[2]) eine Periode von 30—35 Jahren einzuhalten scheinen. Da diese Änderungen in auffälliger Weise mit den Vor- und Rückstößen der alpinen und skandinavischen Gletscher zusammenfallen, so will Brückner sie mit allgemeinen, gleichfalls 35jährigen Klimaschwankungen (einem Wechsel kühl-feuchter und trocken-warmer Jahrreihen) in Zusammenhang bringen.

Nicht alle Seen haben einen Abfluß. Vielmehr sind in Steppen- und Wüstengebieten abflußlose Seen eine ganz häufige Erscheinung. Allein die Kalmückensteppe beherbergt nicht weniger als an 3000 solcher kleiner abflußloser Seen. Die Flüsse solcher Trockengebiete endigen, oft nach einem Laufe von vielen hundert und über tausend Kilometern, in abflußlosen Salzseen oder Salzsümpfen (Lop-Nor, Kukunor u. a.).

Der Salzgehalt aller derartigen Seen hängt nicht etwa damit zusammen, daß — wie es manchmal vorkommen kann — in ihrer Umgebung Salzlager oder salzhaltige Gesteine anstehen[3]), sondern damit, daß wie das Wasser aller Bäche und Flüsse, so auch das, welches jene Seen speist, salzige Bestandteile enthält. Während nun bei Seen mit ständigem Abfluß diese Salze mit dem ausströmenden Wasser wieder fortgeführt werden, ist dies bei abflußlosen Seen nicht der Fall. Es wird ihnen beständig Salz zugeführt, aber nicht wieder entzogen. Da auch mit der Verdunstung nur Wasser, aber kein Salz verloren geht, so müssen sie sich mit der Zeit notwendig in Salzseen verwandeln. Alle abflußlosen Seen der Wüste und Halbwüste müssen daher salzreich werden.

Wo dies ausnahmsweise nicht der Fall ist, wo Seen trockener Gebiete, obwohl ohne Abfluß, dennoch süß bleiben[4]), hat der See entweder einen unterirdischen Abfluß oder er entleert sein Wasser zeitweilig anderswohin. So

[1]) Kleine, örtlich beschränkte und rasch vorübergehende Schwankungen des Wasserstandes sind an vielen Seen zu beobachten. So besonders am Genfer See, wo sie unter der französischen Bezeichnung „seiches", und am Bodensee, wo sie als „Laufen" bekannt sind. Wahrscheinlich hängen sie mit örtlichen Änderungen des Luftdrucks zusammen.

[2]) Siehen oben S. 353.

[3]) Wo dies der Fall ist, können natürlich auch Seen mit Abfluß einen Salzgehalt besitzen. So der ehemalige (jetzt trockengelegte) Süße und der Salzige See bei Eisleben. (W. Ule, Die Mansfelder Seen. Inaug.-Diss. Halle 1888.)

[4]) Nach Bergs Untersuchungen (vgl. Petermanns Geogr. Mitteil. 1903, S. 285) trifft dies für den Balkasch zu.

verhält es sich mit dem Tschadsee, der sein Wasser periodisch in nordöstlicher Richtung durch die breite Senke des Bar el Ghasal nach der Landschaft Bodelé abgibt (nach der er vor 100 Jahren noch ständig abfloß) und ebenso in regenreichen Zeiten nach S zu durch den Logone über den Tuburisa und Kebifluß nach dem Benuë und Niger[1]). Ebenso steht es mit dem Tanganika, dessen Wässer bei Hochstand durch das (in den Kongo mündende) Bett des Lukuga abströmen; so endlich auch mit dem Titicaca und Lop-Nor (im Tarimbecken), die ihr Wasser zeitweise in benachbarte Salzsümpfe entleeren. Alle solche Seen sind nur scheinbar abflußlos und daraus erklärt sich ihr geringer oder ganz fehlender Salzgehalt[2]). Wir werden später sehen, daß Seen dieser Art unter Umständen ihr ganzes Salz an mit ihnen verbundene Becken verlieren können. Der Karabugas auf der Ostseite des Kaspi bietet dafür ein oft genanntes Beispiel.

Die Temperatur der Seen[3]) schwankt an der Oberfläche nach Jahres- und Tageszeiten sehr beträchtlich. Mit der Tiefe nimmt sie ab, bis in tieferen Seen die Temperatur der größten Wasserdichte, d. h. 4° C erreicht ist. In der Tat ist dies ungefähr die Bodentemperatur unserer tieferen Flachlands- und Gebirgsseen[4]), außer wo diese von unten her durch warme Quellen gespeist werden.

In vulkanischen Gegenden kann die Temperatur der Seen so hoch steigen, daß sie dem Siedepunkt nahe liegt.

Sehr auffällig ist auf den ersten Blick die hohe Temperatur mancher Salzseen, wie sie besonders vom Medvesee bei Szováta und einigen anderen siebenbürgischen Seen bekannt ist. Sie wird nicht etwa durch Thermalwasser hervorgerufen und ist auch nicht chemischen Ursprungs; sie muß vielmehr, wie AL. KALESCINSKY auch experimentell nachgewiesen hat[5]), ausschließlich auf Sonnenstrahlung zurückgeführt werden, durch die sich eine unter der süßen und salzarmen Oberflächenschicht liegende salzreiche Wasserschicht unter Umständen auf über 50° C erwärmen kann.

---

[1]) Daß in der Umgebung des Tschad Salzausblühungen (Na_2SO_4, Na_2CO_3, NaCl) und auch förmliche Salzlager nicht fehlen, ist durch COURTET (Compt. rendus 140, S. 316, 1905) festgestellt worden.

[2]) Nach PENCK würde die Salzarmut des Tschad mit seiner Jugendlichkeit zusammenhängen, die ihn verhindert hätte, bereits viel Salz zu sammeln. Zudem würde das Gebiet, in dem der See liegt, sich im Übergang aus dem früheren ariden in den humiden Zustand befinden (Sitzungsber. Berl. Akad. 1913, S. 77).

[3]) Vgl. BOUCART, Les lacs alpins suisses 1906.

[4]) Seen, deren Wassermasse sich nicht über 4° C erwärmt, bezeichnet WOEIKOW als solche von „polarem Typus". Ihre Bildung wird begünstigt durch kaltes Klima und große Wassertiefe. Einer der größten Seen dieser Art ist der Baikal.

[5]) KALESCINSKY, Földtani Közlöny Bd. 31, 1901. — Vgl. auch M. RÓZSA, Neuere Daten zur Kenntnis der warmen Salzseen. Berlin 1911, R. Friedländer.

Schon bei der Besprechung der talbildenden Vorgänge ist hervorgehoben worden, daß Seen überall als Kennzeichen für die Jugendlichkeit der Täler, in denen sie liegen, angesehen werden dürfen. In der Tat gibt es, geologisch gesprochen, kaum etwas Vergänglicheres als einen See. Alle Seebildung ist, wie schon früher angedeutet worden und weiter unten näher ausgeführt werden soll, teils auf die Bildung einer beckenförmigen Bodenvertiefung, in der sich das Wasser sammelt, teils auf die Entstehung eines das Wasser hinter sich anstauenden Dammes zurückzuführen. Im letzten Falle kann der See nur so lange bestehen, bis der sperrende Riegel durchschnitten ist. Sobald dies erreicht ist, werden die Seewässer abfließen. Die neuerwachte Erosion wird dann ein rasches Einschneiden des Flusses in dem betreffenden Talstücke zur Folge haben, und nach einiger Zeit wird das ehemalige Seebecken mit seiner ganzen Unterlage hinweggeräumt sein. In anderen Fällen aber — und das wird die Regel sein — findet die Seebildung ihr Ende durch allmähliche Zuschüttung des Sees, durch seine Ausfüllung mit Sedimenten und Deltaabsätzen, durch die nach früheren Mitteilungen selbst große Seebecken verhältnismäßig rasch zugeschüttet und in weite flache Wiesengründe umgewandelt werden.

In vielen Fällen wird sich die Sache allerdings nicht ganz so einfach abspielen. Bodenbewegungen verschiedener Art, Vereisungen und andere Ereignisse werden dazwischentreten und die Verlandung des Sees verzögern oder hintanhalten. Daher wird sich die Geschichte eines größeren Sees mitunter sehr mannigfaltig und verwickelt gestalten, so daß es schwierig, wenn nicht unmöglich sein mag, sie aus seinem jetzigen Zustande herauszulesen.

Einteilung der Seen.

Wie man die Inseln in ozeanische und kontinentale trennt, kann man auch die Seen einteilen in 1. festländische oder Binnenseen, die ganz abgesehen von ihrer Entstehung im einzelnen sich auf bereits vorhandenem festländischem Boden gebildet haben und ihre Füllung meteorischen oder festländischen Wässern verdanken, und 2. Meeresseen, die durch Abtrennung ehemaliger Meeresteile bei der Herausbildung der heutigen Festlandsumrisse entstanden sind und deren Wasser dementsprechend ursprünglich salzig war.

Zu den Seen der ersten Art gehört die große Masse der großen und kleinen Landseen der Gegenwart. Weniger verbreitet sind die der zweiten Art. Infolge von Süßwasserzufluß haben sie sich seit ihrer ersten Bildung vielfach ausgesüßt; trotzdem haben sich darin oft noch Reste der ursprünglichen Meeresfauna erhalten. Lovén nannte solche von Haus aus marine, in süßen Wässern zurückgebliebene Faunen (wie er sie zuerst im schwedischen

Wener- und Wettersee nachwies) Reliktenfaunen[1]), und danach haben später PESCHEL und LEUCKART Seen, in denen sich marine Tiere und Pflanzen finden, Reliktenseen genannt. R. CREDNER, dem wir eine umfassende Arbeit über solche Seen verdanken, hat indes gezeigt, daß bei der Leichtigkeit, mit der viele marine Tiere durch freiwillige Wanderung oder Verschleppung in süßes Wasser gelangen, und bei der großen Anpassungsfähigkeit mancher Meerestiere an das süße Wasser das Vorkommen vereinzelter Marinformen in süßen Gewässern für sich allein noch nicht als Beweis für den ehemaligen Zusammenhang der betreffenden Seen mit dem Ozean betrachtet werden darf[2]).

Als tatsächliche Reliktenseen, d. h. durch Abtrennung ehemaliger Meeresteile entstandene Seen, dürfen vielmehr nur solche angesehen werden, deren früherer Zusammenhang mit dem Ozean sich aus dem Auftreten junger fossilführender Meeresablagerungen in dem ganzen Gebiete zwischen Meer und See ergibt. Zu den Seen, für die dies zutrifft, gehören nach CREDNER vor allen der Kaspi- und Aralsee, die durch Einschrumpfung ehemaliger Binnenmeere entstanden sind, ferner der Wener- und Wettersee, die sich durch Hervortauchen von altem Meeresboden gebildet haben; weiter wohl auch der Baikalsee sowie zahlreiche Lagunen, Haffe, Limane und Étangs, die ihre Entstehung der Abschnürung von Meeresteilen durch Deltaablagerungen, Dünenzüge, Strandwälle, Sandbarren u. dgl. m. verdanken[3]).

So einfach und naturgemäß aber auch die Einteilung der Seen in Festlands- und Meeresseen grundsätzlich erscheint, so stößt doch ihre Anwendung oft auf erhebliche Schwierigkeiten. Wie oben bemerkt, können Marinseen

[1]) In der Regel handelt es sich hierbei nur oder doch hauptsächlich um Kruster und Fische; seltener kommen dazu noch Mollusken (*Cardium*, *Venus* im Kaspi), Würmer, Spongien (im Kaspi vier Arten) und noch andere Tiergruppen. In einigen Reliktenseen sind indes auch Meeressäuger, und zwar besonders Seehunde (*Phoca*) vorhanden, wie im Kaspi- und Aralsee und in den großen finnischen und skandinavischen Seen. — Zu den bemerkenswertesten Reliktenfaunen gehört die des Tanganika. Sie enthält eine Meduse sowie marine Fische und Konchylien, deren Vorfahren sich zum Teil bis in das Mesozoikum zurückverfolgen lassen (MOORE, The Tangan. Problem, London 1903. — G. STEINMANN, Vortrag auf der Jahresversammlung der „Geol. Vereinigung" im Januar 1915). — Die Fauna des Baikalsees (mit *Phoca baikalensis*) und marinen Fischen und Spongien (*Lubomirskia baikal.*) steht der des Beringsmeeres nahe. Ihre eigentümlichen Mollusken zeigen Beziehungen zu den tertiären Süßwasserseen Osteuropas.

[2]) Nach CREDNER finden sich marine Formen in nicht weniger als 100 Seen aller Erdteile, Höhen und Breiten und kommen sogar in Kraterseen (wie denen von Nemi und Albano) vor, die sicherlich nie mit dem Meere zusammengehangen haben.

[3]) Nach INOSTRANZEW und GRIMM wären der Onega- und Ladogasee keine Reliktenseen. Dagegen bleibt die Herkunft des Tanganika trotz seiner Meeresformen noch zweifelhaft. — Ausgezeichnete Beispiele von der geologischen Vorzeit angehörigen Reliktenseen bieten die oberen, ausgesüßten, eine typische Reliktenfauna einschließenden Teile der Tertiärbecken von Mainz und Wien.

sich allmählich aussüßen und ihre charakteristische Meeresfauna verlieren; umgekehrt können ursprünglich mit süßem Wasser gefüllte Festlandseen brackisch werden und sich, wie CREDNER gezeigt hat, mit Meeresformen bevölkern. Zudem gibt es Seen, wie besonders gewisse Strandseen, die bald mit süßem, bald mit salzigem Wasser gespeist werden, so daß ihre Unterbringung bei der einen oder anderen Abteilung kaum statthaft ist. Es scheint sich daher zu empfehlen, die Einteilung der Seen nicht sowohl auf ihre ursprüngliche Abkunft, als vielmehr auf die Art ihrer Entstehung zu gründen; und in der Tat geben die allermeisten Geologen einer genetischen Einteilung der Seen den Vorzug.

Man hat eine ganze Reihe von zum Teil sehr scharfsinnigen und auf großer Erfahrung beruhenden Einteilungen der Seen vorgeschlagen; indes wollen uns alle zu verwickelt erscheinen, ohne doch die ganze Mannigfaltigkeit

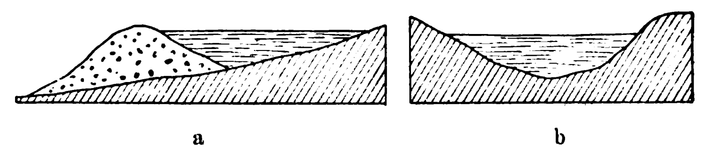


Fig. 423. Schema eines Abdämmungs- (a) und Austiefungs- (b) Sees.

der beobachteten und möglichen Fälle der Seebildung zu erschöpfen. In Anlehnung an eine von MUSCHKETOW[1]) angewandte Einteilung der Seen möchten wir das Hauptgewicht darauf legen, ob die Seen ein Werk endogener (tektonischer) oder exogener Kräfte sind, und demgemäß 1. exogene und 2. endogene Seebildung, und innerhalb der ersten Abteilung wiederum Abdämmungs- und Austiefungsseen unterscheiden, je nachdem die Seebildung auf die Entstehung eines das Wasser aufstauenden Dammes oder aber eine Aushöhlung der Seeunterlage zurückzuführen ist.

Wir würden also unterscheiden:

1. Seebildung durch innere (endogene) Kräfte (Dislokationen).
2. „ „ äußere (exogene) „ { a) durch Abdämmung. / b) „ Austiefung. }

I. Seen exogenen Ursprungs.

1. Abdämmungsseen.

Eis- oder Gletscherseen entstehen durch Abdämmung eines Baches oder Flusses durch einen Gletscher. Märjelensee, gestaut durch den Aletschgletscher; zahlreiche viel größere Seen in Grönland usw. Ihr Wasserstand ist immer sehr wechselnd, da mit dem Wachsen der stauenden Barre

[1]) MUSCHKETOW, Physische Geologie I, S. 320, 1888 (russ.).

des Gletschers auch der Seespiegel steigt. Das Seewasser kann aber auch auf Spalten des Eises oder durch Abschmelzung entweichen, wodurch unter Umständen völlige Trockenlegung herbeigeführt werden kann (A. HEIM).

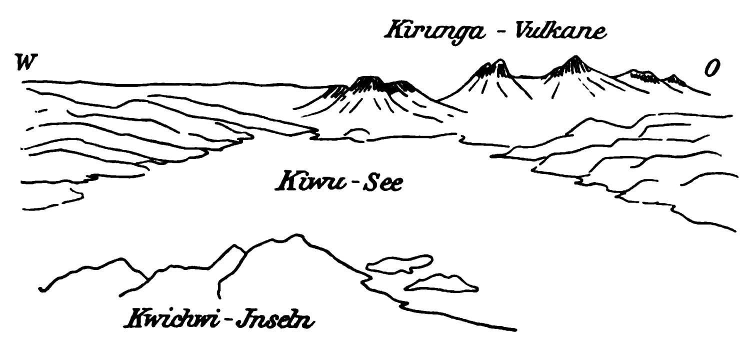


Fig. 424. Kiwusee in Ostafrika, gestaut durch die jugendlichen Kirungavulkane. Nach J. E. S. MOORE[1]).

Durch Bergstürze, Lawinen und Schuttkegel gebildete Stauseen. In den Alpen häufig. Bergsturzseen: Lago di Poschiavo, Obersee (Kt. Glarus), Klöntalsee, Malvenosee (Brentagruppe), Brennersee usw.[2]). Schuttkegelseen: Silsersee, See von Silvaplana, Sarnersee usw.

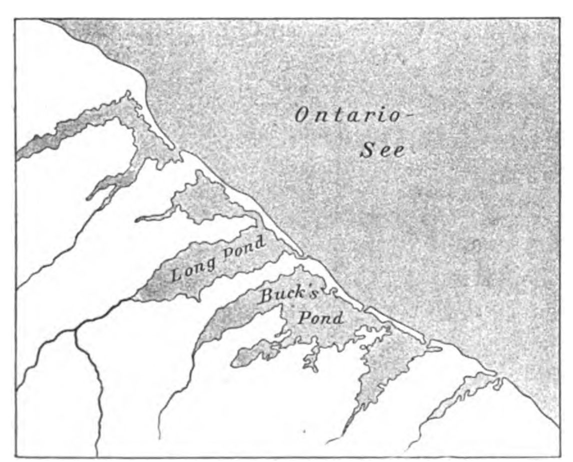


Fig. 425. Kärtchen des Long Pond und Buck's Pond am Ontariosee.

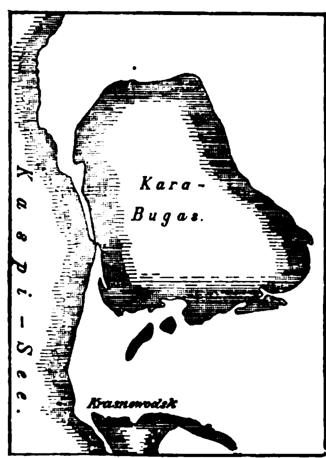


Fig. 426. Kärtchen des Karabugas an der Ostseite des Kaspisees. Maßst. ungef. 1 : 5 Mill.

---

[1]) MOORE, The Tanganyica Problem, London 1903. — Der Kiwusee im Zentralafrikanischen Graben (siehe S. 277) entwässerte sich ehemals nach N in den Albert-Edward- und den Albertsee. Dann bildete sich in seinem N die Barre der Kirungavulkane, die seinen Spiegel um 600 m erhöhte und ihn zwang, sich zum Tanganika zu entwässern.

[2]) Ein 8 km langer Stausee entstand im August 1893 durch einen Bergsturz bei Gohna in der Provinz Garhwal im Himalaja. Er bestand über ein Jahr, bis die ihn

M o r ä n e n s e e n. Durch die Endmoränen alter Gletscher gestaut. Gardasee (zum Teil), Achensee, Sempacher, Hallwyler und viele andere Seen der Alpen, Skandinaviens, Finnlands und anderer Gebiete (vgl. den Grimnitzsee, Fig. 427, die beiden Seen im SO und S von Ivrea, Fig. 479 auf S. 619).

S e e n a u f G l a z i a l s c h u t t. Zu diesen scheint (nach WAHNSCHAFFE) die Mehrzahl der norddeutschen Flachlandseen — Einsenkungen in der welligen Oberfläche des undurchlässigen Geschiebemergels — zu gehören.

L a v a s t r o m s e e n. Gebildet durch Abstauung eines fließenden Wassers durch einen Lavastrom. Lac d'Aydat, Lac Chambon u. a. in der

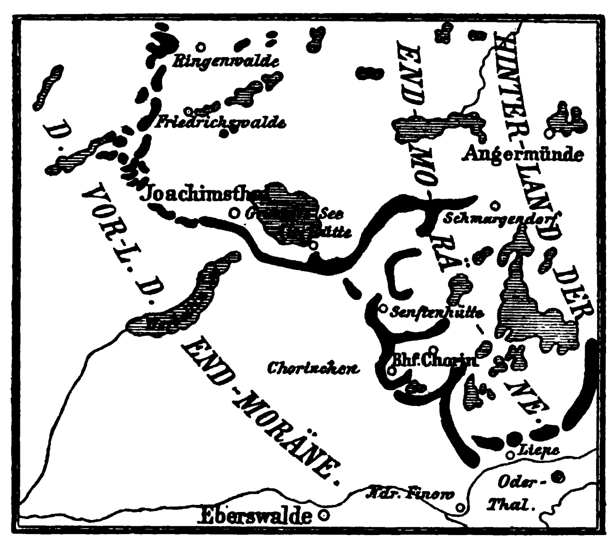


Fig. 427. Kärtchen eines Stückes der sogenannten südbaltischen Endmoräne mit Rinnen- und Stauseen. Nach BERENDT und WAHNSCHAFFE.

Auvergne. Owen's Lake in Kalifornien. Hier kann man auch den Fall anschließen, daß der stauende Riegel durch eine nachträglich entstandene V u l k a n r e i h e gebildet wird. Der Kiwusee im Zentralafrikanischen Graben (Fig. 424) bietet dafür ein ausgezeichnetes Beispiel.

K r a t e r s e e n. Ausfüllungen alter Kratertrichter. Maare der Eifel und Auvergne, See von Albano usw.

S t r a n d s e e n, L a g u n e n, H a f f e (Limane, Étangs). Entstanden durch Strandwälle, Sandbarren, Dünen, sich vorschiebende Deltabildungen usw., durch die entweder Meeresbuchten abgesperrt oder Küstenflüsse gestaut wurden (Fig. 425 u. 426).

speisenden Wässer die Höhe des sperrenden Dammes erreicht hatten und der See überzufließen begann. Dann schnitten sich die abfließenden Wässer so rasch ein, daß er in einem Tage die Hälfte seiner Wassermasse verlor und jetzt nur noch 4 km lang ist. Die bei dem plötzlichen Abfluß entstehende Hochflut richtete ungeheure Verheerungen an.

Atollseen entstehen durch Absperrung kleinerer Meeresräume durch ringförmige Korallenriffe.

2. Austiefungsseen.

Erosionsseen. Hierher gehören alle durch fließendes Wasser gebildeten beckenförmigen Austiefungen in festem Fels- oder lockerem Schuttboden. Man kann sich vorstellen, daß schon eine festere Gesteinsbank infolge der durch sie erzeugten rückläufigen Strömungen und Wirbel-

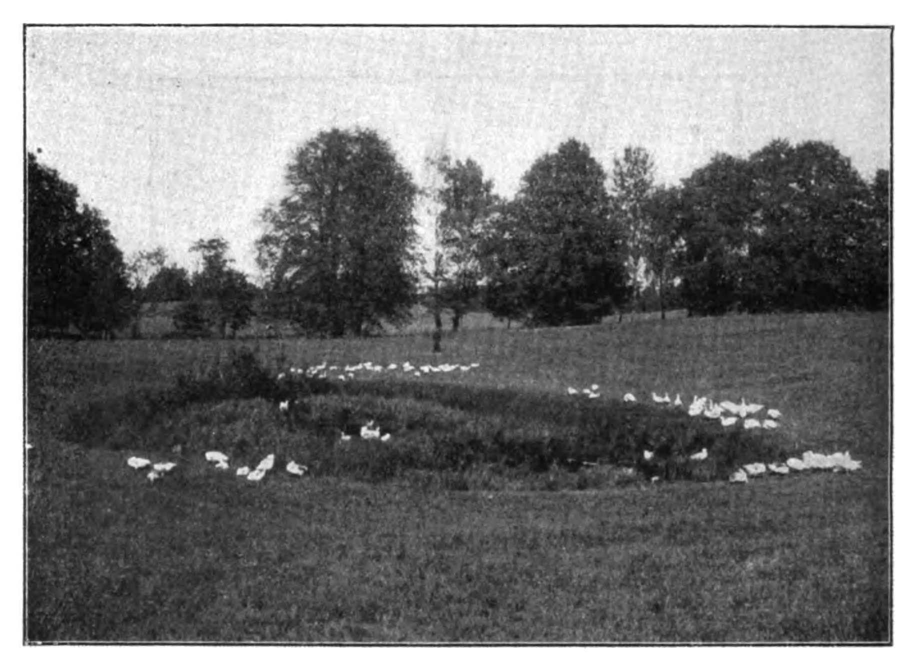


Fig. 428. Vertorftes Söll in der Grundmoränenlandschaft bei Groß-Ublick (Kreis Lötzen, Ostpreußen). P. G. KRAUSE phot.

bewegungen eine beckenförmige Austiefung der dahinterliegenden Talstrecke zu erzeugen vermag; außerdem aber können, wie früher hervorgehoben, auch herabstürzende Bäche Steine in strudelnde Bewegung versetzen und dadurch kesselförmige Vertiefungen im Gestein ausarbeiten. Nach BERENDT und E. GEINITZ wären nicht nur die große Masse der kleinen wassererfüllten Vertiefungen im Gebiete des norddeutschen Glazialdiluviums, der sogenannten Pfuhle oder Sölle (Fig. 428)[1]), sondern auch viele größere Seen derselben

[1]) Nach einer anderen, von STEUSLOFF herrührenden und von ULE, SPETHMANN u. a. angenommenen Ansicht wären die Sölle durch Abschmelzen einzelner, beim Rückzuge des Landeises zurückgebliebener schuttüberdeckter Eisklötze entstanden (vgl. WAHNSCHAFFE, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 1909, S. 144).

Gegend durch herabstürzende Gletscherschmelzwässer entstanden (Ausstrudelungsseen).

Weiter sieht BERENDT auch in den eigentümlichen langen schmalen Rinnenseen des norddeutschen Tieflandes (Werbellinsee, Fig. 427)[1]) Auswaschungsrinnen, die entweder durch die Schmelzwässer

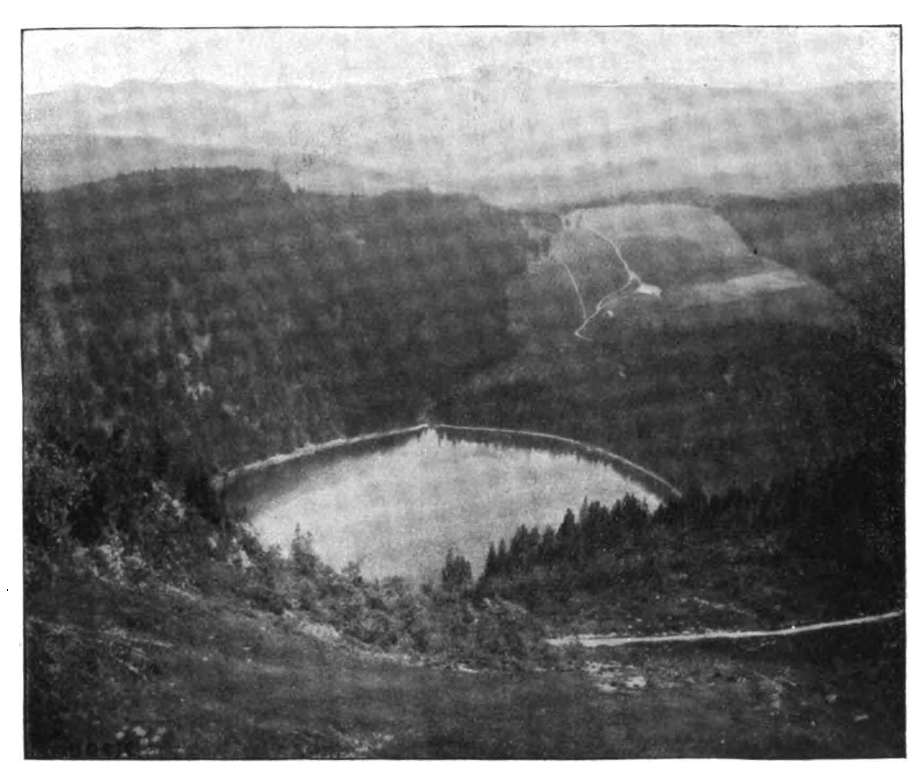


Fig. 429. Ansicht des Feldsees im Schwarzwald, eines typischen Felsbeckensees. Nach photographischer Aufnahme von G. STEINMANN.

des Inlandeises in dessen Vorlande oder vielleicht unter dem Eise gebildet wurden.

Als Erosionstrichterseen könnten bezeichnet werden durch Verstopfung alter Karsttrichter entstandene Seen: See der Gruppenalp am Glärnisch, Muttsee am Kistenpaß usw. (ALB. HEIM).

Eiserosionsseen. Hierher gehören einmal die zahlreichen kleinen runden im Fels ausgefeilten Seebecken in dem der Schneegrenze benachbarten Gürtel der Alpen, Pyrenäen, Skandinaviens usw. Da dieselben eigentümlichen kleinen Zirkusseen auch in manchen niedrigen Gebirgen, wie der

[1]) Sie wiederholen sich in ganz ähnlicher Gestalt im Glazialgebiet Nordamerikas. So besonders im NW des Staates Neuyork.

Tatra (sogenannte Meeraugen), den Vogesen und dem Schwarzwald (Fig. 430 u. 431), dem Böhmerwald und Riesengebirge vorhanden sind, aber nur in solchen, die ehedem vergletschert waren, so drängt sich der Schluß, daß sie ein Werk der Eistätigkeit darstellen, von selbst auf.

Aber auch für manche größere, inmitten lockerer Glazialablagerungen liegende Seen wird mehrfach eine Entstehung durch Wegräumung der losen

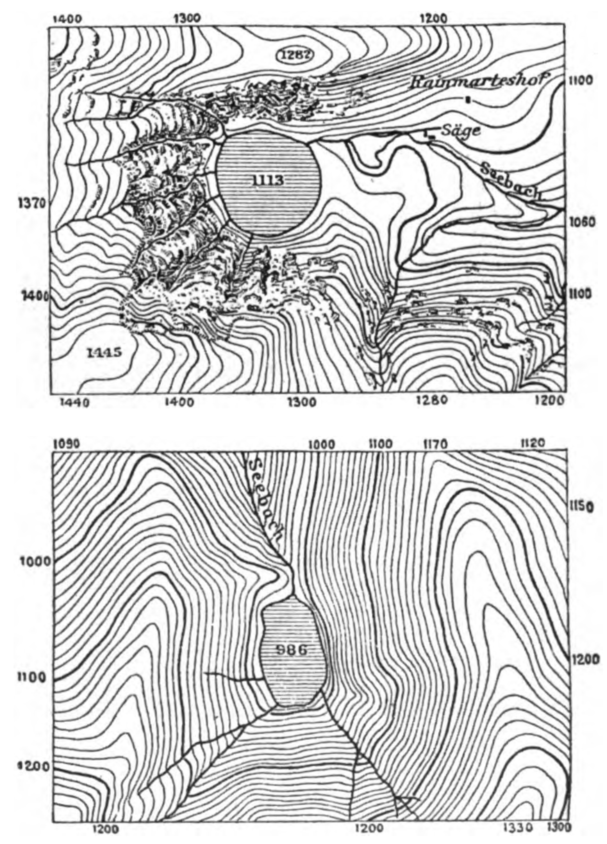


Fig. 430 u. 431. Kärtchen des Feldsees im Schwarzwald (oben) und des Belchensees in den Vogesen (unten). Maßstab 1 : 25 000.

Massen durch Gletschertätigkeit angenommen. Die Gletscher sollen präglaziale schutterfüllte Seebecken vom Schutt befreit und dadurch wieder in Seen zurückverwandelt haben. Diese schon von Mortillet zur Erklärung der Entstehung vieler Schweizer Seen herangezogene Vorstellung hat noch heute ihre Anhänger. Auch A. Penck und Brückner führen die alpinen Randseen auf Aushobelung der 200—300 m tiefen Seebecken in anstehendem Fels durch Gletschertätigkeit zurück.

Als Winderosionsseen wären nach Richthofen und Pumpelly

manche Salzseen der Mongolei, nach anderen auch die afrikanischen Schotts und manche sonstige Wüstenseen zu betrachten.

Auslaugungsseen. Entstanden nach Art der Erdfälle durch Auflösung unterirdischer Gesteinsmassen und damit zusammenhängendem bis an die Oberfläche fortgepflanztem Einsturz. Zahlreiche Weiher und kleinere Seen in der Umgebung des Harzes und Thüringer Waldes. Mansfelder Seen. Zirknitzer See.

II. Seen endogenen Ursprungs.

Tektonische Seen. Hier steht die Beckenbildung in innigem Zusammenhange mit tektonischen Vorgängen, insbesondere Schichtensenkungen und Faltungen. Unter den Bruchseen sind besonders häufig

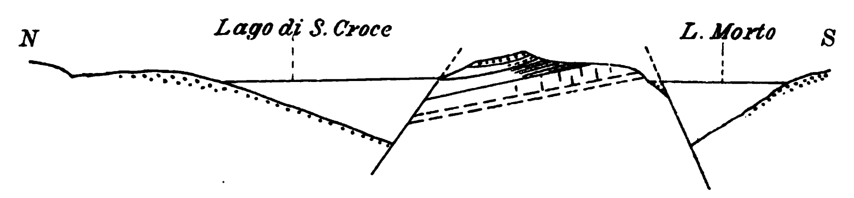


Fig. 432. Profil durch die Lapisinischen Seen. Maßstab 1 : 100 000. Nach Futterer.

solche, denen Grabenbrüche zugrunde liegen. Der Gardasee, der Plattensee, der Wettersee, das Tote Meer, die großen ostafrikanischen Seen sind Beispiele für solche, meist durch lange schmale Gestalt ausgezeichnete Seen. Auch der Bodensee erweist sich immer deutlicher als eine durch NW streichende Brüche bedingte grabenartige Senke. Ausgezeichnete Beispiele

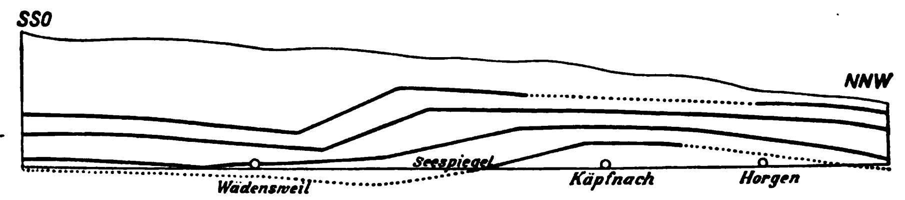


Fig. 433. Geknickte Talterrassen im Molassegehänge oberhalb Horgen auf der Westseite des Züricher Sees. Nach Alb. Heim.

kleiner Bruchseen sind nach K. Futterer[1]) die Lapisinischen Seen in den Venetianer Alpen (Fig. 432), die an Stellen liegen, wo eine größere N—S verlaufende Grabensenkung von Querversenkungen gekreuzt wird.

Die Mehrzahl der auf beiden Seiten der Alpen auftretenden Randseen (Bodensee, Züricher See, oberitalienische Seen) sind nach Rütimeyer, Heim, Baltzer, Schardt, Taramelli u. a. gleichfalls tektonischen Seen.

[1]) Futterer, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1892.

HEIM erklärt sie aus einer auf die Erhebung der Alpen folgenden Senkung des Gebirgskörpers, die im N etwa 400, im S 600 m betrug und in der ersten Interglazialzeit erfolgte. Diese Versenkung soll alle Haupttäler betroffen und in Tröge umgewandelt haben, die sich zum Teil als Seen erhalten haben, zum Teil aber mit Schutt ausgefüllt wurden[1]).

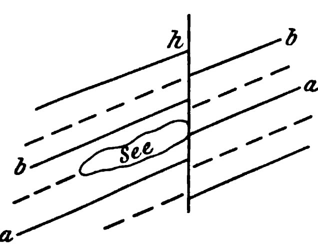


Fig. 434. Seebildung durch Transversalverschiebung (Grundriß). Nach ALB. HEIM. ——— Gewölbe-(Sattel-)Kette. – – – Muldental. *h* Transversalverschiebung.

Besonders deutlich ist die Trogbildung beim Züricher See, dessen in verschiedener Höhe übereinanderliegende Terrassen infolge der Senkung unter den Seespiegel einfallen und auf längere Erstreckung ein verkehrtes, d. h. alpenwärts gerichtetes Gefälle besitzen. Es sind das die verbogenen oder rückläufigen Terrassen ALB. HEIMS, die oberhalb Zürichs auf beiden Talseiten in größter Deutlichkeit zu beobachten sind (Fig. 433)[1]). BALTZER hat ähnliche Terrassenverbiegungen auch auf der Südseite der Alpen am Iseosee[2]), andere Forscher auch am Comer See wiederzufinden geglaubt; indes ist ihr Vorhandensein an diesen Stellen keineswegs über allen Zweifel erhaben.

Faltungsseen: a) Muldenseen, in synklinalen Längstälern liegend. b) Querfaltungsseen, durch Faltung im unteren Teil eines Quertales gestaut (Urner See, Zuger See). c) Querverschiebungs-

[1]) HEIM, Die Entstehung der alpinen Randseen (Geol. Nachlese 1894). Vgl. auch DERSELBE, in den Verh. d. Internat. Geologenkongr. Zürich 1894, S. 187, Taf. 2, und in der „Geologie der Schweiz" Bd. I, S. 403 ff., 1918, wo die Bildung der großen Talseen am Nord- und Südrande der Alpen ausführlich behandelt wird.

Die meisten Haupttäler der Alpen beherbergen solche Seen, die schon tief im Innern des Gebirges einsetzen. Ihr heutige Ausdehnung gibt indes nur eine unvollständige Vorstellung von ihrer früheren Größe, da ihr im Gebirge liegender Teil seit der Diluvialzeit meist zugeschüttet worden ist. Ergänzt man diese Seen nach ihrem ursprünglichen Umfange, so ergibt sich ein überraschendes Bild (vgl. S. 399 des genannten Bandes). Im Norden der Alpen sieht man 5 bzw. 6 solcher zum Teil sehr verwickelter Seengruppen, nämlich den Rhein-, Linth- (dazu der Zürichsee), Reuß- (Relikte: Vierwaldstätter, Zuger, Lowerzer und Sarner See), den Aare- und Rhonesee, und am Südrande des Juragebirges den Jurasee (Neuenburger, Bieler und Murtener See); im Süden der Alpen ein Wirrsal von schmalen vielverzweigten fjordartigen Seen, die Tessiner Seen.

Alle diese Seen sind in der jüngeren Diluvialzeit entstanden. Es sind langgestreckte, von unten talaufwärts an Tiefe zunehmende Felsbecken. Die betreffenden Täler sind durchweg übertieft, und zwar nicht sowohl — wie PENCK und seine Schule annimmt — durch Gletscherauskolkung, sondern dadurch, daß die infolge ihrer Faltung überschwer gewordene Alpenscholle in der Diluvialzeit um mehrere hundert Meter einsank und dabei die beiderseits angrenzende Randzone mit sich zog.

[2]) BALTZER, Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. paläont. Abh. XI, 2, 1901

s e e n, entstanden durch horizontale Transversalverschiebung (S. 256), durch die ein Muldental abgeschert und vor ein Gewölbe geschoben wurde (Fig. 434). Fählensee am Säntis, Lac de Joux im Juragebirge.

Geologische Wirkungen der Seen.

Im Unterschied von der Tätigkeit der Bäche und Flüsse ist diejenige der Seen von verhältnismäßig geringer Bedeutung. Dies hängt besonders mit ihrer oben hervorgehobenen großen Vergänglichkeit zusammen.

Die Seen spielen einmal insofern eine Rolle, als sie „A u s g l e i c h- und K l ä r a n s t a l t e n" für die sie durchströmenden Flüsse darstellen. Wer die trüben Fluten der Rhone bei ihrem Eintritt in den Genfer See gesehen und dann ihre wundervolle Klarheit bei ihrem Austritt aus dem See bei Genf bewundert hat, wird die Bedeutung der Seen für die Klärung der Flüsse leicht begreifen. „Ein in ein Stromsystem eingeschalteter See wirkt wie ein Filter" (Davis). Als Ausgleicher aber wirken die Seen dadurch, daß sie große Mengen von Wasser aufzunehmen vermögen und dadurch plötzliche Überschwemmungen der unterhalb gelegenen Talstrecken verhindern oder doch mildern. So steigt z. B. der Bodensee vom Winter bis zum Juli ununterbrochen und nimmt in dieser Zeit etwa $^3/_4$ der ganzen ihn im Jahre durchströmenden Wassermasse auf. Vom Juli bis zu Winteranfang fließt dieser Wasservorrat allmählich ab. Wäre der See nicht vorhanden, so würde der Rhein in der zweiten Hälfte des Jahres viel wasserärmer sein. Ähnlich verhält es sich mit dem G e n f e r S e e, nur daß bei diesem die größte Wasserzufuhr in die Zeit vom Mai bis zum September fällt. Zur Füllung des leeren Seebeckens würden fast 15 Jahre erforderlich sein.

Unter den geologischen Vorgängen, die an den Ufern der Seen zu beobachten sind, ist einmal zu erwähnen die Bildung von B a r r e n und

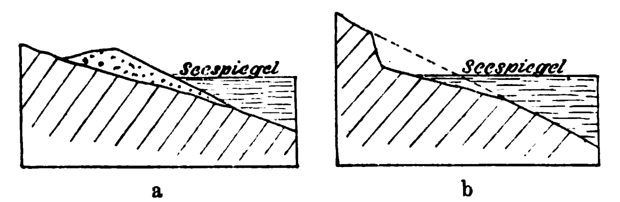


Fig. 435. Barren- und Terrassenbildung an Seeufern.

Uferwällen. Sie erfolgt dadurch, daß bei stürmischem Wetter Sand, Kies und Gerölle ausgeworfen werden, die sich längs des Gestades zu einem Damme anhäufen (Fig. 435 a). Bei geringerer Kraft der Wellen steigt der Damm nur bis a n, aber nicht ü b e r den Wasserspiegel empor. Nicht

selten dämmen solche Barren hinter ihnen liegende Seebuchten oder Flußmündungen ab[1]).

Eine andere häufige Wirkung der Seen besteht in der Bildung von **Uferterrassen.** Auch sie entstehen durch den Anprall der Brandung, durch den in dem ehemals gleichmäßig abfallenden Ufer eine flach unter den Seespiegel einschießende, im Hintergrunde durch eine Steilwand begrenzte Stufe erzeugt wird (Fig. 435 b). Sinkt infolge klimatischer oder anderer Änderungen der Wasserstand des Sees, so werden die bereits vorhandenen Terrassen trocken gelegt und neue in der Höhe des gesunkenen Seespiegels gebildet.

Derartige, von einem ehemaligen höheren Wasserstande zeugende Hochterrassen sind besonders an den nordamerikanischen Seen beobachtet worden.

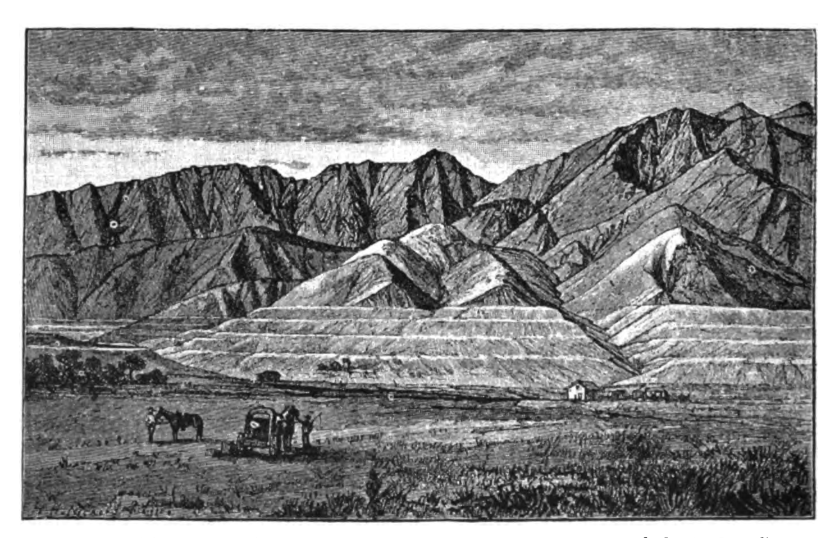


Fig. 436. Terrassen des diluvialen Bonnevillesees unweit Salt Lake City. Nach K. Gilbert.

Am Ontariosee steigen sie bis 60, am Eriesee bis 66, auf der Nordseite des Oberen Sees bis 100, am Huronsee sogar bis 150 m über den heutigen Wasserspiegel empor.

Nirgends aber sind sie wohl schöner entwickelt als an den Abhängen des Wüstenbeckens, das den Großen Salzsee einschließt. Dieser 4500 qkm umfassende See stellt nur den letzten Rest des sehr viel umfangreicheren (über 50 000 qkm großen) diluvialen Bonnevillesees dar, der, wie K. Gilbert nachwies[2]), wiederholt ausgetrocknet und wieder gefüllt worden

[1]) K. Gilbert, Topographic features of lake shores. 5. Ann. Rep. of the U. St. Geol. Surv. S. 75–122, 1885.

[2]) Gilbert, The lake Bonneville. Monogr. of the U. St. Geol. Surv. I, 1890.

ist. Als Folge davon sind ausgezeichnete Terrassen zurückgeblieben, unter denen namentlich zwei scharf hervortreten: die obere „Bonnevilleterrasse“, die 300 m über dem Seespiegel liegt, und die 180 m tiefere „Provo line“.

Auch die tiefe Wanne des Toten Meeres weist zahlreiche Hochterrassen auf, ebenfalls als Folge seiner erheblich größeren Wasserfülle in der Diluvialzeit.

Außer den beschriebenen vermögen die Wogen größerer Landseen aber noch weitergehende Erosionswirkungen auszuüben.

Sind die Ufer solcher Seen felsig, so sind sie beständig den Angriffen der Brandung ausgesetzt, die teils durch ihre mechanische Kraft, teils durch die von ihr mitgeführten Festkörper, Sand und Rollkiesel wirkt. Die weicheren Gesteine werden dadurch allmählich zerstört: es entstehen an solchen Stellen zurücktretende Buchten, während umgekehrt härtere Gesteine die Bildung von Landzungen veranlassen.

Die Südküste des Oberen Sees zeigt derartige Erosionswirkungen sehr deutlich. Der weit in den See vorspringende Keweenaw Point und ebenso das westlich davon gelegene Kap La Pointe bestehen aus harten Eruptivgesteinen, während die zwischenliegenden Buchten von weichen Sandsteinen eingenommen werden. Zwischen La Pointe und Fond du Lac bilden diese eine gegen 100 m hohe Steilwand, die nördlich in ein Labyrinth von mächtigen Pfeilern, Obelisken und Felstoren mit engen dazwischenliegenden Kanälen aufgelöst ist. Von Zeit zu Zeit stürzen diese Pfeiler infolge der unausgesetzten Unterwaschung ihres Fußes samt dem sie bedeckenden Erdreich und Urwald ein. Die Trümmer werden eine Beute der Brandung, welche die haushohen Blöcke in kurzer Zeit in Gerölle und Sand verwandelt und damit Material für weitere Zerstörungen erzeugt.

Mitunter kann man eine deutliche Abhängigkeit der Stärke der Ausnagung der Ufer von der Richtung der herrschenden Winde beobachten. So nach v. Fritsch[1]) in auffälliger Weise am Salzigen See bei Eisleben.

Über die **Sedimentbildung in Seen** ist nur wenig zu bemerken. Die darin entstehenden Ablagerungen sind teils mechanische, teils organische, teils chemische.

Die mechanischen Sedimente bestehen aus Anhäufungen von Geröllen, Kies, Sand und Schlamm. Kies und Sand finden sich nur am Seerande. In den inneren Teilen des Beckens entsteht durch Absatz der feinsten schwebenden Teilchen, die als trübe Wasserschicht (teils an der Oberfläche, teils am Grunde — so immer im Boden- und Genfer See) gleichmäßig über das ganze Seebecken verbreitet werden, feiner Schlamm. Er stellt das Hauptsediment der Binnenseen dar.

---

[1]) v. Fritsch, Allgemeine Geologie S. 336.



N. Zug S.

Fig. 437. Längsprofil durch die Rutschung bei Zug am 5. Juli 1887. Nach Alb. Heim. Schwarzer Strich am Seegrunde: Schlammstrom, 1020 m lang, bei 44 m Seetiefe endigend. Vertikalschraffen: Abrutschung. Punkte: Geröll. Horizontalstrichelung: weicher Schlammsand.

Von den Absätzen in Seedeltas ist schon früher die Rede gewesen. Sie bestehen aus groben Kies- und Sandabsätzen mit unregelmäßiger verworrener Schichtung und besitzen oft eine verhältnismäßig starke Neigung.

Auf einen bis vor kurzem nicht genügend beachteten Sedimentationsvorgang in Seen hat vor einigen Jahren Arnold Heim hingewiesen[1]). Er besteht in zeitweisen Rutschungen des sich an übersteilen Stellen der Seeufer anhäufenden Schlammes. Derartige Schlammrutschungen sind wiederholt im Züricher, Thuner, Bieler, Genfer und anderen Schweizer Seen beobachtet worden. Bei einem solchen Ereignis bei Zug im Jahre 1887, bei dem über 20 Häuser versanken, ergoß sich der das Seeufer und den Untergrund der Stadt bildende Schlammsand trotz der geringen Neigung des Ufers als ein 250 m breiter Strom über 1 km weit in den Zuger See hinein (Fig. 437).

Arn. Heim hat für solche Unterwasserrutschungen, die offenbar sehr verbreitet sind, in Anlehnung in G. Anderssons Solifluktion (siehe S. 462) die Bezeichnung „Subsolifluktion" oder „Untergrundfließen" vorgeschlagen. Empfehlenswerter erscheint der Ausdruck Unterwasserrutschung oder -gleitung (subaquatische Rutschung). Sie stellt jedenfalls einen für die allmähliche Ausfüllung der Seebecken sehr wichtigen Vorgang dar, der sich aber sicherlich in noch viel ausgedehnterem Maße an der Meeresküste, an den Steilabhängen der Schelfränder der Kontinente abspielt.

Auf die untermeerischen Gleitungen werden wir später zurückkommen. Hier sei nur noch ganz allgemein bemerkt, daß alle Unterwasserrutschungen durch wirre Schichtung, durch Stauchungen, Verknetungen und unter Umständen auch Zerreißungen der abgeglittenen Massen gekennzeichnet sind. Das nachstehende, den bekannten Süßwassermergeln von Öningen entnommene Bildchen (Fig. 438) veranschaulicht diese Struktur.

Gegen die mechanischen treten an Wichtigkeit sehr zurück die organischen Sedimente der Seen. Zu diesen können einmal gerechnet werden mulmige, an pflanzlichen Stoffen reiche Schlammböden, wie sie auf dem Boden vieler Seen abgelagert werden; dann die sogenannte Seekreide (auch als

[1]) Arn. Heim, Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen. Neues Jahrb. f. Min. usw. 1908, II, S. 136.

Wiesenkalk bezeichnet), eine in feuchtem Zustande zähe, weiße poröse Kalkmasse, die auch am Grunde vieler Moore vorkommt und teils auf den Zerfall von Muschel- und Schneckenschalen, teils auf die Abscheidung von Kalkkarbonat durch Wasserpflanzen (namentlich Characeen) zurückzuführen ist[1]). Manche ältere Süßwasserkalke, wie der eozäne von Buchsweiler im Elsaß, sind wohl als alte Seekreideablagerungen aufzufassen.

Wichtiger als die mechanischen sind die chemischen Sedimente der Seen, unter denen besonders die Abscheidungen in **Salzseen** in Betracht kommen.

Schon oben ist hervorgehoben worden, daß Salzseen für die trockenen und abflußlosen sogenannten Zentralgebiete der Kontinente etwas sehr Bezeichnendes sind. Es ist auch bereits bemerkt worden, daß der Salzgehalt solcher Seen nicht sowohl mit ihrer marinen Abkunft oder der Auslaugung benachbarter Salzlager als vielmehr mit dem Salzgehalt der sie speisenden Gewässer zusammenhängt.

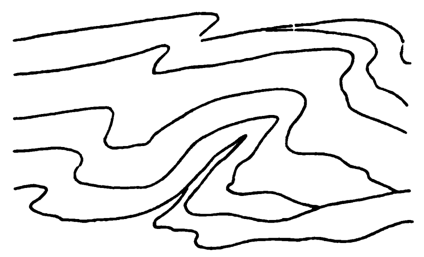


Fig. 438. Gleiterscheinungen im Miozän von Öningen. $^1/_3$ natürl. Größe. Nach ARNOLD HEIM.

Freilich nicht mit diesem allein, sondern mit dem Salzreichtum der ganzen Umgebung solcher Seen. Denn Steppe bzw. Wüste und Salz sind, wie JOH. WALTHER wiederholt betont hat, sich wesentlich deckende Begriffe. Auf weite Erstreckung sind die Steppen oft mit örtlich entstandenen, von der Zersetzung der Gesteine herrührenden Salzausblühungen bedeckt. In den Pampas Argentiniens genügt schon eine Woche heißen Wetters, damit diese sich mit einer unabsehbaren weißen Salzkruste überziehen. Treten in solchen Gebieten Regengüsse ein, so muß jeder Bach salzig werden. Das Salz ausgedehnter Erdräume kann auf diese Weise einzelnen abflußlosen Becken zugeführt werden. „Jeder kleine Wüstensee sammelt die Salze einer tausendmal größeren umliegenden Fläche“ (JOH. WALTHER).

Daß der Salzgehalt der Wüstenseen unmöglich von dem des Meeres abgeleitet werden kann, ergibt sich schon aus ihrer chemischen Beschaffen-

---

[1]) RAMANN, Bodenkunde 1911, S. 98. — Vgl. auch PASSARGE, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1901, S. 79, und HESS v. WICHDORFF, Wiesenkalklager Norddeutschlands. Zeitschr. f. prakt. Geol. Bd. 16, 1908. — ALB. HEIM hebt hervor, daß nach seiner Überzeugung die Seekreide zum größten Teile einen chemischen Kalkniederschlag der warmen Jahreszeit darstellt, während die organische Kalkbildung dabei nebensächlich sei. In den unteren Teilen des Züricher Sees bildet die Seekreide eine gleichförmige Masse von 3—9 m Mächtigkeit, und Ähnliches ist auch in anderen Seen zu beobachten (briefl. Mitteil.).

heit, die von der des Meersalzes immer mehr oder weniger abweicht. So enthält der abflußlose Kratersee Ragtown in Nevada eine konzentrierte Lösung von Gaylussit (Doppelkarbonat von Ca und Na), während die Salzausscheidungen des Neusiedler Sees 85 v. H. Na_2SO_4, aber nur 11—13 v. H. NaCl und Na_2CO_3 enthalten. Auch die Salze solcher abflußlosen Seen, die durch Abtrennung von Meeresteilen entstanden sind, machen davon keine Ausnahme, weil sie ihre Wasserzufuhr schon seit langer Zeit Flüssen verdanken und die Salze dieser von denen des Meeres sehr verschieden sind. So enthält das Wasser des ursprünglich marinen Kaspisees bei einem spezifischen Gewicht von 1,005—1,01 und einem Salzgehalt von 0,15—1,3 v. H. zwar wie das Meer überwiegend NaCl und daneben $MgSO_4$, $MgCl_2$ und $CaSO_4$; abweichend vom Ozeanwasser aber macht das $MgSO_4$ fast $^1/_4$ der gesamten Salzmenge aus, und auch die Menge der Karbonate ist weit größer als im Meere.

Nach der Natur des vorherrschenden Salzes kann man die Salzseen einteilen in eigentliche Salzseen mit vorwiegendem NaCl, Natronseen, die neben stark vortretendem oder herrschendem NaCl noch Na_2SO_4 und Na_2CO_3 (Soda) enthalten, und Boraxseen, die neben NaCl und anderen Salzen $Na_2B_4O_7$ (Borax) enthalten. Weitaus am verbreitetsten sind die eigentlichen Salzseen; viel spärlicher sind Natronseen, die sich besonders in Ägypten, Kleinasien, Persien, Indien usw. finden[1]), und Boraxseen, die in Toskana, Tibet, Persien, Kalifornien usw. vorkommen[2]).

Aus allen solchen Seen erfolgt, sobald die Salzlösung ihren Sättigungspunkt überschritten, Salzabscheidung. So aus dem bedeutendsten russischen Salzsee, dem Eltonsee, dessen Wasser bei einem spezifischen Gewicht von 1,22—1,7 und einem Salzgehalte bis 29 v. H. (vorwaltend $MgCl_2$, nächstdem $MgSO_4$ und NaCl) eine konzentrierte Lösung darstellt. In der trockenen Jahreszeit scheiden sich an seinem Boden und den Rändern alljährlich $1^1/_2$—2 Mill. Zentner Salz aus. Nur in der Zeit der Schneeschmelze ruht die Salzabscheidung. Die in den See mündenden Bäche und Flüsse führen ihm dann so viel Wasser zu, daß die oberste Salzschicht wieder gelöst wird und an seinem Grunde eine Schlammschicht entsteht. Der Boden des Sees und seine ganze Umgebung besteht infolgedessen aus einem vielhundertfältigen Wechsel von Salz- und Schlammlagen. Das sich abscheidende Salz ist ziemlich reines Kochsalz, weil dieses infolge seiner verhältnismäßig geringen Löslichkeit zusammen mit dem noch weniger löslichen Gips zuerst auskristallisiert, während das weit leichter lösliche $MgCl_2$ und $MgSO_4$ in Lösung bleiben.

[1]) Einer der reichsten Natronseen ist Owen's Lake in Kalifornien, der in 1000 Teilen Wasser 77 Teile Salz, darunter 29 NaCl, 27 Na_2CO_3, 5,7 $NaHCO_3$ und 11 Na_2SO_4 enthält.

[2]) Der „Boraxsee" in Kalifornien enthält in 1000 ccm Wasser etwa 7,5 g Borax. Auch in Nevada kommen ähnliche boraxreiche Salzsümpfe vor. Beide Staaten liefern jetzt einen großen Teil des in den Handel kommenden Borax.



Auch der nordamerikanische Große Salzsee, das Tote Meer und viele andere Salzseen scheiden in ganz derselben Weise Salz ab. Das Wasser des amerikanischen Sees enthält bei 1,15 spez. Gewicht etwa 20 v. H. feste Bestandteile, von denen $^4/_5$ $NaCl$, der Rest $MgCl_2$, Na_2SO_4 und K_2SO_4 sind; das des Toten Meeres bei 1,162 spez. Gewicht 19 bis fast 26 v. H. Salze, die ganz überwiegend aus $MgCl_2$ (9,0) und nächstdem aus $NaCl$ (8,8), $CaCl_2$ (2,4), KCl (1,4) und $MgBr_2$ (0,4) bestehen.

Entstehung der Salzlager.

Die besprochenen Beispiele von Salzabscheidung lehren uns, auf welche Weise Salzlager entstehen können. Es unterliegt in der Tat keinem Zweifel, daß zahlreiche Steinsalzlager der verschiedensten Formationen auf diesem Wege entstanden sind. Allein zur Bildung so gewaltiger Salzvorkommen wie das Staßfurter, die bei einer Ausdehnung von vielen tausend Quadratkilometern eine Dicke von mehreren hundert Kilometern besitzen, sind noch etwas andere Umstände erforderlich.

Salzlager von solcher Mächtigkeit und Verbreitung scheinen bei heißem trockenem Klima in Buchten großer Binnenseen oder auch des Meeres entstanden zu sein. Ein ausgezeichnetes Beispiel für Salzabscheidung in einem solchen Busen bietet der Karabugas oder Adschidarja (Fig. 426). Es ist das ein an der Ostseite des Kaspisees in einem nahezu regenlosen Gebiete gelegenes, 18 000 qkm großes[1]) flaches, durch eine schmale Nehrung vom Kaspi getrenntes Haff. Nur an einer Stelle ist dies Haff durch einen engen, aber dauernd offen bleibenden Einschnitt in der Nehrung mit dem Kaspisee verbunden. Da nun die ganze Umgebung des Karabugas überaus heiß und trocken ist — er erhält keinerlei Zufluß durch Bäche oder Flüsse — und da deshalb seine Wasserverdunstung außerordentlich groß ist, so würde er in kurzer Zeit austrocknen, wenn nicht als Ersatz für das verdunstende Wasser beständig Wasser aus dem Kaspisee nachströmte. Da aber kein Wasser aus dem Haff zurückströmt und da das zufließende Wasser andauernd Salz mitbringt, so ist trotz des geringen (nur 1,2 v. H. betragenden) Salzgehaltes des Kaspiwassers der Salzgehalt des Haffs allmählich so gewachsen, daß er über 18 v. H. beträgt und daß sich an seinem Boden seit langer Zeit große Massen Salz ausgeschieden haben und noch fortgesetzt ausscheiden. Tausende von Fischen (*Clupea*, *Cyprinus*, *Acipenser* u. a.), die über die Barre hinweg in den Busen gelangen, gehen hier infolge des hohen Salzgehaltes zugrunde, ebenso in ungeheuren Mengen *Cardium edule*. Nach Andrussow müssen die Ablagerungen aller solcher Busen sehr fossilreich sein. Sein Kochsalz hat der Adschidarja zum großen Teil schon verloren, so daß sein Wasser jetzt gleich dem des Eltonsees eine gesättigte Mutterlaugenlösung darstellt,

[1]) Zum Vergleich sei bemerkt, daß Württemberg 19 504 qkm umfaßt.



die an der Oberfläche[1]) 11,9 v. H. NaCl, 3,3 $MgSO_4$ und 2,5 $MgCl_2$ enthält. Der Adschidarja scheidet daher jetzt ganz überwiegend Glaubersalz (Na_2SO_4)[2]) aus — und zwar in solchen Mengen, daß er zur wichtigsten Erzeugungsstätte des genannten Salzes auf der Erde geworden ist —, während an seinen Ufern Gips und salzhaltiger Schlamm abgelagert werden[3]).

Wie durch diese Vorgänge dem Kaspisee alljährlich einige 8 Mill. Zentner Salz entzogen werden, so können ganze ausgedehnte Meeresteile ihr Salz an solche, ihnen nur durch eine seichte Meerenge angegliederte Buchten verlieren. Es können so große und ausgedehnte Salzlager entstehen, ohne daß man genötigt ist, zu ihrer Erklärung eine Abtrennung und Eindunstung großer Meeresteile anzunehmen, wie dies früher allgemein geschah.

Diese Annahme wäre übrigens auch aus dem Grunde sehr unwahrscheinlich, weil schon zur Entstehung von nur mäßig großen Salzlagern ganz bedeutende Meeresräume verdunsten müßten. So ist berechnet worden, daß bei völliger Verdunstung des Mittelmeeres auf dessen Boden nur ein Salzlager von 27 m Mächtigkeit zurückbleiben würde, und daß zur Entstehung eines Salzlagers wie des Staßfurter eine nicht weniger als 40malige vollkommene Eintrocknung und Wiederfüllung des betreffenden Meeresbeckens notwendig wäre.

Das Meerwasser ist eben eine sehr wenig konzentrierte Lösung; und zwar in dem Maße, daß nach den Versuchen von Usiglio[4]) 53 v. H. davon verdampfen müssen, ehe sich die ersten Spuren von Salzen ausscheiden. Erst wenn 81 v. H. eingedampft sind, findet eine stärkere Abscheidung statt. Im Seewasser könnte daher eine erheblich größere Salzmenge gelöst sein, als es in Wirklichkeit der Fall ist. Auf offenem Ozean kann unter solchen Umständen eine Sättigung nirgends eintreten und darum auch in keinem mit dem Weltmeer in offener Verbindung stehenden Meeresteile Salzabscheidung stattfinden. Nur wo Verhältnisse wie beim Karabugas obwalten, ist eine solche denkbar.

Die Reihenfolge, in der sich die verschiedenen Salze ausscheiden, hängt ebenso wie beim künstlichen Salzsiedeprozeß vom Grad ihrer Löslichkeit ab. Wie sich bei diesem als schwerstlöslicher Körper zuerst der aus $CaSO_4$ (Gips) bestehende Pfannenstein und dann das wesentlich aus NaCl bestehende Soggensalz ausscheidet, bis zuletzt nur die leichtest löslichen K- und Mg-Verbindungen, die sogenannten Mutterlaugensalze in

[1]) Nach der Tiefe nimmt der Salzgehalt noch zu.

[2]) Es entsteht durch Wechselzersetzung von $MgSO_4$ und NaCl ($MgSO_4 + 2\,NaCl = MgCl_2 + Na_2SO_4$).

[3]) Andrussow, Petermanns Geogr. Mitteil. 1897, S. 25. Vgl. auch Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905, S. 189.

[4]) Usiglio, Annales de Chimie et de Physique (3) 27, S. 189.

Lösung bleiben, so mußten auch in der Natur zuerst Gips bzw. Anhydrit[1]), dann die Hauptmasse des Steinsalzes und erst zuletzt und nach Ausscheidung fast allen Steinsalzes die Mg- und K-Salze zur Ablagerung kommen.

Daß die natürliche Salzabscheidung wirklich in dieser Weise verlaufen ist, zeigt besonders klar das berühmte Salzlager von Staßfurt unweit Magdeburg, wo die verschiedenen Salze genau in der ihrer Löslichkeit entsprechenden Reihenfolge übereinander liegen[2]):

Hangendes: Salzton, etwa 8 m mächtig, den wasserdichten Abschluß des ganzen Salzlagers bildend.

5. Zone der Mutterlaugen- (Kali-, Abraum- oder Edel-) Salze, ein buntes Gemisch aus vorwaltendem Carnallit[3]) mit Steinsalz, Kieserit, Anhydrit und anderen Salzen, sogenannte „Carnallitregion", ungefähr 42 m.

4. Vorherrschendes Steinsalz mit Einlagerung von Kieserit ($MgSO_4$, H_2O) und Carnallit, sogenannte „Kieseritregion", 56 m.

3. Steinsalz mit eingelagerten Bänkchen von Polyhalit (K_2SO_4, $MgSO_4$, $2\,CaSO_4$, $2\,H_2O$), sogenannte „Polyhalitregion", ungefähr 60 m.

2. Geschichtetes Steinsalz mit zahllosen 5—7 mm starken, 8—10 cm voneinander abstehenden Anhydritbänkchen, sogenannten Jahrringen, F. Bischofs „Anhydritregion", mindestens 330 m mächtig. Man hat angenommen, daß jedes Bänkchen einer alljährlich wiederkehrenden Regenperiode entspricht, die durch neuen Wasserzufluß die Salzabscheidung unterbrach. Trat wieder Trockenheit ein, so schied sich zuerst Anhydrit, dann Steinsalz aus.

1. Mächtiges Anhydritlager.

Liegendes: Stinkschiefer des mittleren Zechsteins.

Wenn über dem stellenweise 900 m mächtig werdenden Salzlager noch einmal Gips bzw. Anhydrit und örtlich — bei Neustaßfurt und bei Vienenburg (Fig. 440) — noch ein weiteres (jüngeres) Steinsalzlager folgt, so deutet dies auf eine mit der Bildung des älteren Salzlagers in keinem ursächlichen Zusammenhange stehende erneute Überflutung durch salzige Wässer.

Man kennt außerhalb Nord- und Mitteldeutschlands wenige Salzlager, die wie Staßfurt über einer unteren Zone von Steinsalz eine obere Zone von K- und Mg-Salzen besitzen. Zu diesen wenigen gehört das tertiäre Salzlager von Kalusz in Galizien. Nennt man solche Salzlager mit Tschermak[4]) vollständig, so würde man die gewöhnlichen, nur aus Gips und Steinsalz bestehenden (zu denen in Deutschland unter anderen die von Sperenberg, Schönebeck, Erfurt, Artern usw., in Österreich die von Wieliczka, Hallstatt usw. gehören) als unvollständig zu bezeichnen haben. Die Unvollständigkeit kann ursprünglich oder erst nachträglich eingetreten sein.

---

[1]) Noch früher als der Gips scheidet sich als noch schwerer löslich der Kalk ab. Daraus erklären sich die Kalksinterabsätze in der Umgebung mancher Salzseen; so in ziemlicher Verbreitung an den Rändern des nordamerikanischen Großen Salzsees.

[2]) Precht, Die Salzindustrie von Staßfurt, 5. Aufl. Staßfurt 1891.

[3]) Carnallit = KCl, $MgCl_2$, $6\,H_2O$.

[4]) Tschermak, Sitzungsber. d. Wien. Akad. LXIII, 1870.

Im ersten Falle sind Abraumsalze überhaupt nicht zum Absatz gekommen, weil nach Ablagerung des Steinsalzes durch Meereseinbruch oder durch Abfluß der Mutterlauge die weitere Salzabscheidung unterbrochen wurde. Im letzten Falle aber wurden Mutterlaugensalze zwar abgelagert, aber infolge ihrer hohen Löslichkeit — manche sind bekanntlich so hygroskopisch, daß sie sich in Sammlungen nur bei völligem Luftabschluß halten — später durch eindringende Tageswässer wieder aufgelöst und fortgeführt[1]).

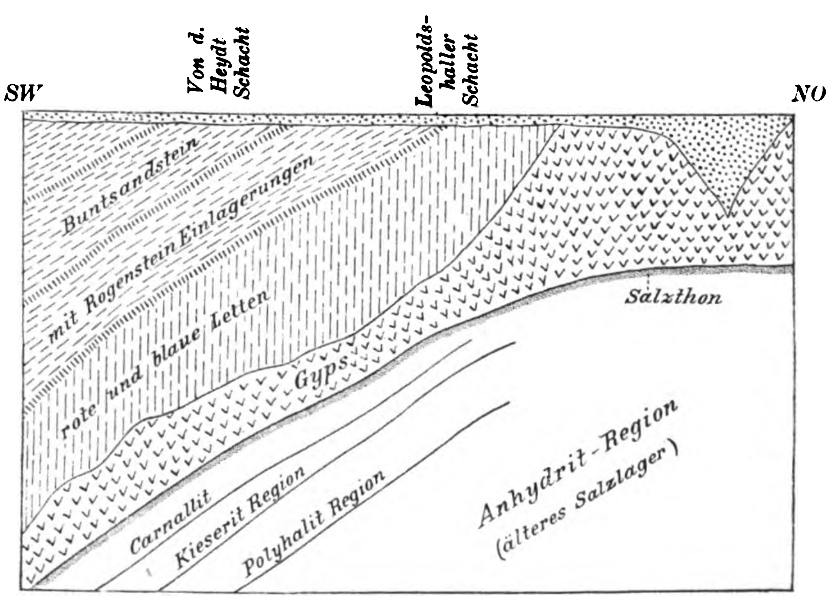


Fig. 439. Profil durch das Staßfurt-Leopoldshaller Salzlager.
(Nach Fürer, Salinenkunde S. 127.)

Die verwickelten Verhältnisse, unter denen die ozeanischen Salzablagerungen überhaupt und die Salze der norddeutschen Kalisalzlager im besonderen ausgeschieden worden sind, sind durch die umfassenden Arbeiten von van't Hoff und seinen Mitarbeitern nach allen Richtungen hin untersucht und geklärt worden[2]). Die Ausscheidung der Salze ist zwar im allgemeinen nach ihrer Löslichkeit erfolgt, aber nicht genau, da diese durch das

[1]) Ochsenius, Die Bildung der Steinsalzlager und Mutterlaugensalze. Halle 1877. — E. Pfeiffer, Bildung der Salzlager, besonders der Staßfurter. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen in Preußen 33, 1885. — Fr. Toula, Das Salzgebirge und das Meer. Wien 1891. — R. Brauns, Chemische Mineralogie S. 340 ff., 1896. — Deutschlands Kalibergbau. (Mit vielen Tafeln.) Berlin 1907. Vertrieb d. Geol. Landesanst.

[2]) van't Hoff, Zur Bildung der ozeanischen Salzablagerungen. Braunschweig 1905. — Derselbe, Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen. Leipzig 1912. — Milch, Deutschlands Bodenschätze S. 92. Leipzig 1912. F. Rinne, Gesteinskunde, 5. Aufl., S. 270 ff., 1920. — E. Jänecke, Entstehung d. deutschen Kalisalzlager „Die Wissenschaft", Bd. 49, Braunschw. 1915.

Vorhandensein anderer Salze (sogenannte Lösungsgenossen) geändert wird und auch mit der Temperatur wechselt. Ein Teil der Salze hat nach VAN'T HOFFS Feststellungen zu seiner Bildung ziemlich hohe, über 40° C hinausgehende Temperaturen erfordert[1]).

In der Nähe der Tagesoberfläche sind die Kalisalze später der Auflösung anheimgefallen, die örtlich von Verwerfungsspalten aus bis in größere Tiefen vorgeschritten ist. Aber auch wo diese Salze noch erhalten sind, stellen sie in ihrer heutigen Beschaffenheit, als sogenanntes Hartsalz (ein Wechsel dünner Lagen von Sylvin [KCl], Steinsalz und Kieserit) und Hauptsalzkonglomerat (Kieseritknollen und Steinsalzbrocken in einer Grundmasse von Carnallit und Steinsalz), keine ursprünglichen oder „Mutterbildungen",

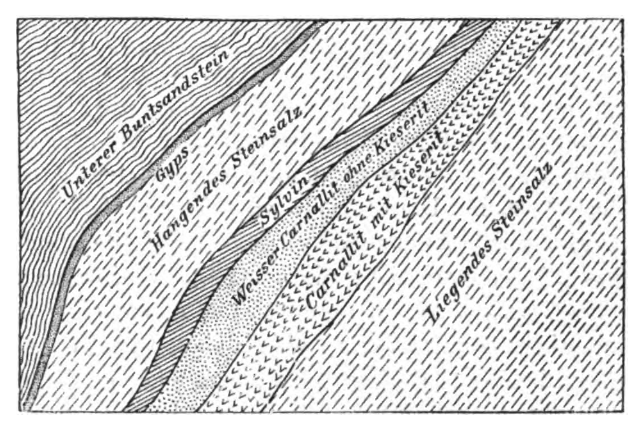


Fig. 440. Profil durch das Stein- und Kalisalzlager der Gewerkschaft „Hercynia" bei Vienenburg. (Aus der Zeitschrift „Industrie" 1899, Nr. 12.)

sondern „deszendente", d. h. durch Umbildung schon während der Zechsteinzeit entstandene Gebilde dar. Diese deszendenten Bildungen, Hartsalz und Hauptsalzkonglomerat, bilden zusammen mit posthumem (d. h. nachträglich durch Einwirkung der Tageswässer umgewandeltem) Kainitit (ein Gemenge von Kainit und Steinsalz) die Hauptmasse der deutschen Kalisalzlager.

Zu allen Zeiten der Erdgeschichte haben sich Salzlager gebildet. Vom Kambrium an gibt es keine Formation, in der man sie nicht hier oder dort, oft in mehreren Horizonten anträfe. Manche werden durch Abschnürung von Meeresbuchten oder -armen entstanden sein, die besonders in Zeiten rückschreitender Meeresbewegungen leicht eintreten konnte. Immerhin sind Salzlager von sicher nachweisbar mariner Herkunft selten. Der Salzstock von Wieliczka enthält zahlreiche wohlerhaltene Meeresmuscheln, die an seiner

[1]) OCHSENIUS, Übereinstimmung der geologischen und chemischen Bildungsverhältnisse in unseren Kalisalzlagern. Zeitschr. f. prakt. Geol. XIII, S. 167, 1905.

marinen Abkunft keinen Zweifel lassen, und auch im Salzton der norddeutschen Kalisalzlager finden sich nach E. ZIMMERMANN[1]) marine Fossilien; den meisten anderen Salzlagern aber fehlen solche, so daß die Annahme, daß sie durch Eintrocknung von salzigen Binnenseen entstanden sind, wahrscheinlicher ist. Dies würde übrigens ganz den heutigen Verhältnissen entsprechen, da heutzutage die Salzabscheidung nicht sowohl an die Nachbarschaft der Meeresküsten geknüpft ist, als vielmehr in abflußlosen Seen in den ariden Gebieten der Kontinente vor sich geht[2]).

F. Tätigkeit des Eises[3]).

1. Meereis, Süßwassereis, Schnee- und Steineis.

Wenn auch an Bedeutung denen des fließenden Wassers nachstehend, so sind die Wirkungen des Eises nichtsdestoweniger von großer geologischer Wichtigkeit. Wie das Wasser so wirkt auch das Eis teils zerstörend, teils neubildend; doch tritt im Unterschiede vom Wasser beim Eise die zerstörende, d. h. abtragende und ausschleifende Tätigkeit zurück gegen die ablagernde. Das Eis vermag nicht nur gewaltige Steinwälle anzuhäufen, sondern auch Landstriche von außerordentlicher Ausdehnung mit einer oft über 100 m mächtigen Schuttdecke zu überziehen. Dabei entwickelt es die dem Wasser völlig abgehende Fähigkeit, Gesteinsblöcke von fast unbegrenzter Größe auf gewaltige, oft viele hundert Kilometer betragende Entfernungen über Berg und Tal, ja über Meeresarme fortzutragen.

---

[1]) ZIMMERMANN, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1904, 56, S. 47.

[2]) Natürliche, am Meeresstrande entstandene Salzlager kommen nur sehr selten und in ganz geringer Ausdehnung vor. So an den Küsten des Roten Meeres und an der chilenischen Küste südlich von Coquimbo.

[3]) v. HELMHOLTZ, Populäre wissenschaftliche Vorträge. 1. Heft. Braunschweig 1865. — TYNDALL, The glaciers of the Alps. London 1857. — DERSELBE, Das Wasser als Wolken, Flüsse, Eis. Internation. wissensch. Bibl. Leipzig 1857. — MOUSSON, Die Gletscher der Jetztzeit. Zürich 1854. — A. HEIM, Handbuch der Gletscherkunde. Stuttgart 1885. — RICHTER, Die Gletscher der Ostalpen, 1888. — T. C. CHAMBERLIN, Glacial Studies in Greenland. Journ. of. Geol. Bd. 2—5, 1894—1897. — S. FINSTERWALDER, Der Vernagtferner. Wissensch. Erg.-Heft d. Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins 1897. — v. DRYGALSKI, Grönlandexpedition. Berlin 1897. — DERSELBE, Zum Kontinent des eisigen Südens. Berlin 1904. — A. BALTZER, Studien am Unteren Grindelwaldgletscher. Denkschr. d. Schweizer Naturf. Ges. 1898. — A. BLÜMCKE und H. HESS, Untersuchungen am Hintereisferner. Wissensch. Erg.-Heft d. Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins 1899. — H. HESS, Die Gletscher. Braunschweig 1904. — W. H. HOBBS, Characteristics of existing glaciers. New York 1911. — H. PHILIPP, Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletscherstruktur. N. Jahrb. Min. Beil.-Bd. 43, S. 439, 1920.

Während das festländische Eis entweder aus süßem Wasser oder aus Schnee bzw. Firn hervorgeht, so kann sich auf dem Meere Eis auch aus Salzwasser bilden. Es entsteht nur in hohen Breiten und wird als **Meereis** bezeichnet. Da beim Festwerden[1]) die salzigen Bestandteile des Wassers ausgeschieden werden, so stellt es einen fast völlig salzfreien, alle Eigenschaften des Süßwassereises zeigenden Stoff dar. Es ist von Haus aus von tafelförmiger Gestalt und wird nicht über 1, allerhöchstens 2 m mächtig. Wo aber infolge der im Polarmeer so häufigen Schiebungen und Pressungen der Eisdecke die Eisschollen zusammengedrängt und übereinandergetürmt werden, da kann das dadurch entstehende Pack- (oder Schrauben-) Eis 10—15 und mehr Meter mächtig werden.

Das festländische Eis hat eine dreifache Herkunft: es entsteht entweder durch Gefrieren von Wasser in Seen, Flüssen usw. oder es geht aus der Umwandlung von Schnee oder endlich aus Firn hervor. Man kann diese drei Eisarten als Wassereis, Schneeeis und Gletschereis bezeichnen. Nicht nur ihre Entstehung, sondern auch ihre Eigenschaften, ihr Vorkommen und ihre geologischen Wirkungen sind mehr oder weniger abweichend.

Wasser-(Fluß- und **See-)eis.** In Bächen, Flüssen und Seen bildet sich Eis um so leichter, je reiner und ruhiger das Wasser ist. Es entsteht hier gewöhnlich durch Gefrieren von oben her, und zwar durch parallele Verwachsung von lang-prismatischen oder stengligen Kristallindividuen, deren optische Achse immer senkrecht zur Abkühlungsfläche und somit auch zur Eisoberfläche gerichtet ist[2]). Auch in allen tieferen Seen erfolgt die Eisbildung stets von der Oberfläche aus, weil bei ihnen die Temperatur in der Tiefe nicht unter diejenige der größten Wasserdichte, d. h. etwa 4° C herabsinken kann.

Die besonders beim Auftauen oft deutlich erkennbar werdende stenglige Struktur bildet einen wichtigen Unterschied des gewöhnlichen Wassereises vom Schnee- und Gletschereis, das durch körnige Struktur mit nach allen Richtungen wechselnder Stellung der optischen Achsen der Eiskörner ausgezeichnet ist. Ein anderer Unterschied liegt in der verhältnismäßigen Armut des Wassereises an Luftgasen. Während (nach Agassiz und Nicolet) der Firn in 1 kg 64 ccm, und weißes Gletschereis 15 ccm Luft enthält, so pflegt der Luftgehalt des Wassereises noch nicht 1 ccm zu betragen.

Neben dem Oberflächeneise bildet sich aber in Flüssen Eis auch durch Gefrieren des Wassers vom Boden aus. Es wird als Grundeis bezeichnet und ist an seiner porös-schwammigen bis zelligen Beschaffenheit und seiner häufigen Verunreinigung durch Schlamm, Sand, Steine, Wurzeln u. dgl. m.

[1]) Der Gefriergrad des Meerwassers liegt bei — 2,5° C.

[2]) Das Eis kristallisiert hexagonal.

kenntlich. Wegen seiner Leichtigkeit reißt es sich bald vom Boden los und kommt als Treibeis an die Oberfläche.

Dieser Vorgang spielt sich oft in großem Maßstabe ab. So teilt LYELL (Principles I, S. 361) mit, daß der St.-Lorenz-Strom alljährlich mit dem Treibeise ungeheure Massen von Gesteinsblöcken bis in die Gegend von Quebec bringt, wo sie an seichten Stellen abgesetzt werden[1]). Ähnliches wiederholt sich an den großen sibirischen Strömen, Ob, Jenissei, Lena usw. Ihre Eisdecke bricht im Frühjahr meist zuerst in den oberen, südlicher gelegenen Talstrecken auf. Wo nun die talabwärts drängenden Eismassen auf die noch zusammenhängende Eisdecke treffen, entstehen große Eisstopfungen, wie sie in kleinerem Maßstabe auch bei der Weichsel und anderen norddeutschen Flüssen vorkommen. Sie veranlassen verheerende Überschwemmungen, durch die außerordentliche Massen von Sand und Geröllen über den ganzen Talboden ausgebreitet werden. Dabei werden auf der äußeren Seite stärkerer Flußkrümmungen oftmals große Massen von Treibeis auf das Ufer emporgeschoben. An Stellen, wo dieser Vorgang sich öfters wiederholt, entstehen tiefe Schrammen und an Glazialschliffe erinnernde Glättungen des felsigen Untergrundes. An den Ufern des Jenissei beobachtete LOPATIN außer solchen bis zu 10 m hohe, wallförmige, vom Treibeis abgesetzte Blockanhäufungen[2]).

Schnee- oder Bodeneis. Es entsteht in höheren Breiten aus größeren, sich infolge von Schneefällen und Schneetreiben in Talmulden, Seebecken oder sonstigen Senken des Geländes ansammelnden Schneemassen. Durch die von oben eindringenden Sicker- und Schmelzwässer und wohl auch durch den Druck der höheren auf die tieferen Schneelagen unterliegt der Schnee mit der Zeit einer Umkristallisation, durch die die frühere Schichtung mehr oder weniger verloren geht. In allen Fällen ist das Schneeeis durch seine kristallin-körnige Struktur und durch seinen verhältnismäßig hohen Luftgehalt ausgezeichnet. Durch beides ähnelt es dem (weißen) Gletschereise, welches in ähnlicher Weise aus der Umwandlung von Schnee hervorgeht.

Im nordöstlichen Sibirien und dem ihm klimatisch ähnlichen nördlichen Nordamerika sind Ablagerungen von solchem sogenannten Auf- oder Bodeneis nichts Seltenes. In Sibirien hat v. MIDDENDORF seine Entstehungsart

[1]) Die Harzflüsse schaffen mittels Treibeises bis 12 cbm große Blöcke fort. (Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1889, S. 133.)

[2]) Vgl. HARTMANN in KLEINS Jahrbuch der Geophysik II, S. 302. — Grundeis mit eingebackenen Gesteinstrümmern kann als Treibeis auch ins Meer gelangen und, von Strömungen erfaßt, weit fortgeführt werden, ehe es strandet und beim Schmelzen seine Steine fallen läßt. Durch solche Vorgänge erklärt sich vielleicht das oft so rätselhafte Vorkommen von einzelnen Geröllen oder auch Geröllschwärmen inmitten hochmariner uferferner Sedimente (Gerölle und Blöcke im alpinen Flysch usw.). (A. HEIM.)



beobachtet. Es ist bekannt, daß die mittlere Jahrestemperatur dort tief unter dem Gefrierpunkte liegt und der Boden schon in geringer Tiefe immer gefroren bleibt. Es ist daher leicht verständlich, daß nicht nur die sich über der eisigen Unterlage ansammelnden Tageswässer leicht gefrieren werden, sondern auch alle in Bodenvertiefungen zusammengewehten Schneemassen, wenigstens in ihren tieferen Teilen, sich dauernd werden erhalten können. Durch neue Schneefälle werden diese sich allmählich in Schneeeis umwandelnden Massen eine immer größere Dicke erreichen und unter Umständen

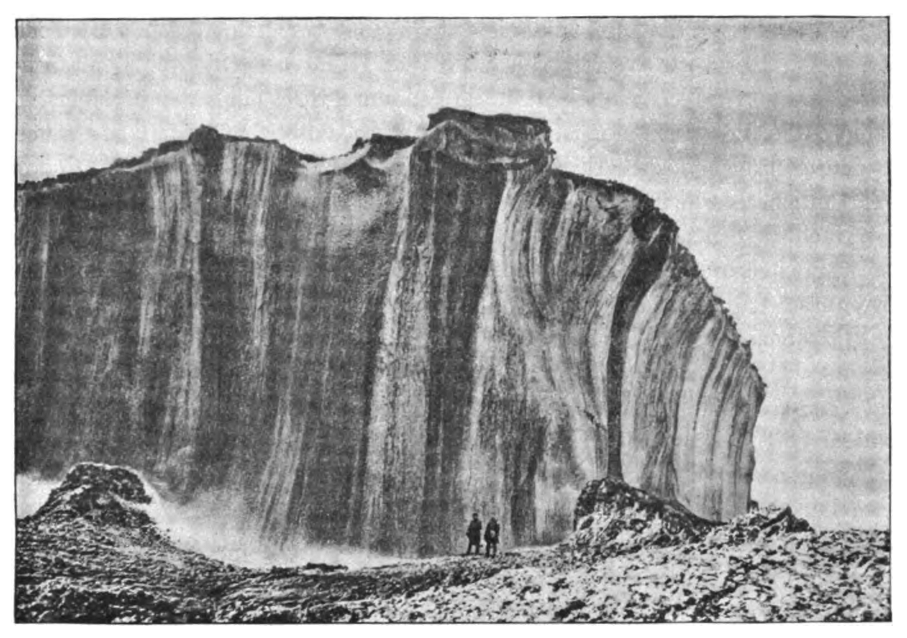


Fig. 441. Diluviales Steineis von der neusibirischen Insel Ljachow. Nach Baron v. TOLL.

ganze Talbecken ausfüllen. Werden solche Eisbildungen gar noch mit Sand und Lehm überdeckt, so werden sie überhaupt nicht wieder auftauen, sondern, solange keine klimatischen Änderungen eintreten, ganze geologische Perioden überdauern können.

In der Tat sind Fälle, wo auf diese Weise entstandenes Schneeeis — oder unter Umständen auch Wasser- oder Gletschereis — sich aus der Diluvialzeit bis auf die Gegenwart erhalten hat, in allmählich immer größerer Zahl aus Sibirien, Nordamerika und anderen Gebieten bekannt geworden.

Das am längsten bekannte Vorkommen von „fossilem" Steineis liegt in der Eschholzbai an der Küste von Alaska. Es stellt eine 15 bis fast 100 m dicke Masse dar, die von verschiedenen Strandterrassen durchschnitten und von lehmigen Ablagerungen mit Mammutresten und Süßwasserkonchylien bedeckt wird. Andere ähnliche Vorkommen sind in neuerer

Zeit in der Nähe des Malaspinagletschers — wo das Eis unter 1—1,5 m oberflächlichem, mit hohen Bäumen bewachsenem Moränenschutt liegt — und an anderen Punkten von Alaska entdeckt und von den amerikanischen Geologen bald als See-, bald als Gletschereis der Diluvialzeit gedeutet worden[1]).

In noch größerer Verbreitung trifft man diluviales Steineis im nordöstlichen Sibirien an. So besonders auf den Neusibirischen Inseln. Nach v. TOLL, dem beklagenswerten Erforscher dieser merkwürdigen Inselgruppe[2]), besteht die südlichste Insel Ljachow fast ganz aus solchem, und auch die Insel Faddejew stellt einen fast geschlossenen Eisblock dar. Auch hier wird das Eis von Sand und Lehm bedeckt, die so massenhafte Mammutreste enthalten, daß die genannte Insel eines der ergiebigsten Gebiete für die Elfenbeinausfuhr (Mammutstoßzähne) geworden ist. Auch in den zahlreichen das Eis durchsetzenden lehmerfüllten Spalten finden sich ähnliche fossile Reste.

Nach den neuesten Untersuchungen[3]) scheint übrigens das Bodeneis der fraglichen Inseln in zwei verschiedenen, durch sandig-tonige Schichten getrennten Lagern aufzutreten.

Im benachbarten Tundrengebiete des sibirischen Festlandes sind an vielen Stellen ähnliche diluviale Eislager bekannt geworden; so am Unterlaufe der Jana, der Indigirka, Kolyma, Lena und Chatanga. Besonders eingehend ist das Eis der Talniederung der Beresowka (eines Nebenflusses der Kolyma) untersucht worden, und zwar durch eine von der Petersburger Akademie ausgesandte Expedition, welche die Aufgabe hatte, eine dort aufgefundene, im Eise eingeschlossene Mammutleiche zu bergen. Das Eis liegt hier unter einer mehrere Meter dicken Decke von geröllführendem Lehm und ist in 5—7 m hohen Wänden entblößt. Es hat körnige Struktur, ist reich an Luftblasen, ohne deutliche Schichtung und enthält erdige Einlagerungen. TOLMATSCHOW[4]) spricht es mit aller Bestimmtheit als Schnee-eis an und überträgt diese Anschauung auch auf das neusibirische Steineis, das man jedenfalls nicht mit v. TOLL als Gletschereis betrachten dürfe. Auch WOLLOSSOWITSCH[5]) und LAMANSKY[6]) sind dieser Auffassung beigetreten

---

[1]) RUSSELL, 13. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. part. II 1893.

[2]) v. TOLL, Mém. Acad. St. Pétersbourg 1885, und Wissenschaftliche Resultate der Erforschung des Janalandes und der Neusibirischen Inseln. III. Die fossilen Eislager. Ebenda 1895.

[3]) WOLLOSSOWITSCH, Beiträge zur Geologie der Neusibirischen Inseln. In: MARIE PAWLOWA, Mém. Acad. St. Pétersbourg 1906, 31, Nr. 1. — Vgl. E. KAYSER, Geol. Rundsch. 1915, S. 43.

[4]) TOLMATSCHOW, Verh. d. Russ. Min. Ges. St. Petersburg, 40, II, S. 415, 1903.

[5]) WOLLOSSOWITSCH a. a. O. 1906.

[6]) LAMANSKY, Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit. Zeitschr. f. Gletscherkunde, VIII, 3, S. 175, 1914.

und stellen sich vor, daß das Eis aus allmählich verfirnten Schneeansammlungen entstanden sei, die bei geeigneter Geländebeschaffenheit leicht das Aussehen förmlicher Gletscher annehmen könnten.

In der Tat lassen die Beobachtungen von TH. TSCHERNYSCHEW[1]) auf Novaja Semlja und von KOCH und WEGENER[2]) in Ostgrönland keinen Zweifel, daß dort in Bodenvertiefungen vielfach kleine gletscherartige Eiskörper vorhanden sind, die unter der Schneegrenze gelegen, nur aus örtlichen, durch Stürme zusammengetriebenen Schneeanhäufungen hervorgegangen sein können. WEGENER bezeichnet sie als „Schneewehengletscher".

Außerhalb der genannten Gebiete ist diluviales Eis in größeren Massen nur von der Krestowaja-Bai auf Novaja Semlja bekannt geworden, wo es von RUSSANOW entdeckt wurde. Dagegen tritt nach LEIVISKA[3]) bei Åbo in Finnland fossiles Eis als Bindemittel fluvioglazialer Schotter auf.

2. Firn(Gletscher)eis.

Allgemeines. Lawinen und Gletscher. Struktur und Farbe des Gletschereises. Schichtung und Bänderung. Bewegung, Spaltenbildung. Theorie der Gletscherbewegung.

Während in hohen Breiten der Boden das ganze Jahr über mit Schnee und Eis bedeckt zu sein pflegt, ist deren dauerndes Vorhandensein in mittleren und niederen Breiten an verschiedene Bedingungen geknüpft, unter denen die Höhenlage des betreffenden Punktes die wichtigste ist. Infolge der Abnahme der Lufttemperatur mit der Erhebung des Landes über den Meeresspiegel vermag nämlich in einer bestimmten Höhe der im Winter gefallene Schnee im nachfolgenden Sommer nicht mehr ganz wegzuschmelzen, so daß man dort das ganze Jahr über Schnee antrifft.

Die untere Grenze der Region, in der dies der Fall ist, wird bekanntlich als Schneegrenze bezeichnet. Ihre Höhe hängt nicht allein von der jährlichen Niederschlagsmenge ab, sondern außer anderem besonders von der Sommerwärme. So liegt in den Alpen die Schneegrenze auf dem kälteren Nordabhange in 2500—2700 m, auf dem Südabhange in 2700 bis 3000 m Höhe; im Himalaja dagegen ist umgekehrt ihre Höhe am feuchten Südabfalle geringer als auf der zwar kälteren, aber trockene und heiße Sommer besitzenden Nordseite.

Im Kaukasus liegt die Schneegrenze in 2900—3400 m Höhe, und hier

[1]) TSCHERNYSCHEW, Bericht über Forschungen auf Novaja-Semlja. Bull. d. Russ. Geogr. Ges. 1896, S. 21.

[2]) KOCH und WEGENER, Glaziologische Beobachtungen der Danmark-Expedition nach Grönland 1906—1908. Kopenhagen 1911.

[3]) LEIVISKA, Zeitschr. f. Gletscherkunde 1914, S. 209.

wie in den Alpen steigt sie mit der Abnahme der jährlichen Niederschlagsmenge von W nach O allmählich an. In den Anden Chiles rückt sie bis ungefähr 4500, am Kilimandscharo zu 4600 m auf. Im Himalaja beträgt ihre Höhe etwa 5500, im Kwenlun sogar 6000 m. In Norwegen schwankt die Lage der Schneegrenze je nach der Breite und der Entfernung von der Küste — nach dem Innern des Landes steigt sie rasch an — zwischen 800 m (im äußersten N) und 1900 m. Auf Island liegt sie auf der feuchten Südseite der Insel bei 600, auf der Nordseite bei 870—900 m, in Grönland zwischen 860 und 600, in Novaja Semlja zwischen 600 und 400, auf Spitzbergen im S und W in etwa 300 m Höhe. Aber nirgends auf der nördlichen Halbkugel sinkt sie g a n z zum Meeresspiegel herab, da sie selbst auf Franz-Josephs-Land (unter 82° n. Br.) noch 40—50 m über ihm gelegen ist.

Die oberhalb der Schneegrenze fallenden Schneemassen können sich natürlich nicht bis ins Unendliche anhäufen; sie verlieren vielmehr an den steilen Abhängen allmählich ihren Halt und gleiten zu Tal ab. Diese Abwärtsbewegung erfolgt teils ruckweise in Form von Lawinen, teils ganz allmählich in den Gletschern.

Lawinen[1]). Sie bestehen aus größeren herabstürzenden Schneemassen und sind in schneereichen Hochgebirgen mit steilen Abhängen, wie die Alpen, eine sehr häufige Erscheinung, kommen aber vereinzelt auch in Mittelgebirgen, wie Riesengebirge und Schwarzwald, vor.

Sie zeigen überall, wo sie auftreten, die gleichen Erscheinungen und lassen sich in die beiden Hauptformen der aus trockenem Schnee bestehenden Staublawinen, und der aus nassem Schnee, Gesteinstrümmern und Boden- und Rasenfetzen bestehenden Grundlawinen trennen.

Die S t a u b l a w i n e n entstehen im Winter, wenn sich über zusammengesintertem Schnee neue trockene Schneemassen anhäufen, die leicht zum Abrutschen kommen und da, wo sie über eine Felswand abstürzen, sich in eine Wolke von Schneestaub auflösen. An und für sich ist diese Art von Lawinen wenig gefährlich; wohl aber werden sie es mitunter durch den ungeheuren mit ihrem Niedergehen verbundenen Windschlag.

Die G r u n d l a w i n e n treten stets bei Tauwetter ein und greifen bis auf die Unterlage des Schnees hinab. Dieser zerstäubt hier nicht, sondern ballt sich zu einem gewaltigen, durch seine Last alles zerdrückenden Strome. Gewöhnlich handelt es sich um Massen von 5000—15 000 cbm; es kommen aber auch solche von 100 000, ja sogar bis über 1 000 000 cbm vor. In der Regel treten die Grundlawinen ungefähr zu denselben Zeiten des Jahres ein und benutzen immer wieder dieselben (auch von den Steinschlägen benutzten)

---

[1]) Heim, Handbuch der Gletscherkunde S. 22. — Günther, Physikalische Geographie S. 372. — J. Coaz, Die Lawinen.

Bahnen. Sie gehen hier zu Tausenden nieder, ohne wesentlichen Schaden anzurichten. Durch den mitgeführten Schutt schrammen sie nicht selten den Fels, über den sie fortstürzen, in der Sturzrichtung.

Viel seltener ist eine dritte Form, nämlich die durch Abbruch von Teilen steiler Gletscher entstehenden Gletscher- oder Eislawinen. Ein bekanntes Beispiel bietet die Gletscherlawine an der Altels über der Gemmi, wo am 11. September 1895 von einem kleinen Gletscher eine 4,5 Mill. cbm große Eismasse abriß und an einer unter 30° geneigten, 3 km langen Berglehne ins Tal abstürzte, wobei das abgleitende Eis in feines Pulver verwandelt

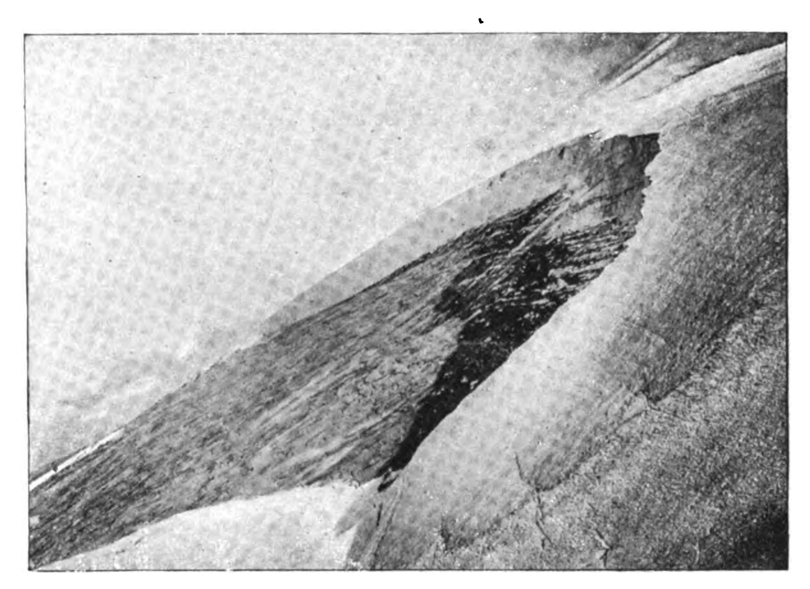


Fig. 442. Ansicht der Abrißpartie der Eislawine am Altelsgletscher von 1895. Nach Phot.

wurde[1]) (Fig. 442). Andere Gletscherlawinen lieferten der Biesgletscher und der Gietrozgletscher im Wallis. Die Gletscherlawinen an der Nordwand der Jungfrau sind häufig und allbekannt.

Vielfach sind durch Lawinen im Laufe der Zeit Hochtäler mehr und mehr mit Steinen überschüttet worden. Traurige Beispiele liefert der Talboden hinter dem Dorf Hinterrhein, die Unteralp bei Andermatt und Teile des Urserentals selbst (Alb. Heim). Daß durch Lawinenschutt die Talwässer zu vorübergehenden Seen aufgestaut werden können, ist schon früher erwähnt worden.

Lawinenschutzvorkehrungen. Früher suchte man kleinere Gegenstände, wie Häuser, durch Errichtung hoher dreieckiger Mauern gegen

[1]) Alb. Heim, Die Gletscherlawine an der Altels. Neujahrsbl. d. Naturf. Ges. Zürich 1896. — Der vor dem abstürzenden Eise dahinfahrende Sturm kann so heftig werden, daß er Bäume und Häuser fortreißt und Vieh und Menschen tötet.

Lawinen zu sichern. Gefährdete Straßen und Eisenbahnlinien schützte man durch Überdachung und Tunnelüberdeckung. Seit man aber erkannt hat, daß schon geringe Reibungswiderstände, wie Grasbüschel, die Abrutschung des Schnees verhindern, verlegt man die Sicherungsvorkehrungen in das Sammelgebiet der Lawinen selbst. Jetzt wird dort das ganze Abrißgebiet mit Pfahlreihen, Eisenstäben, Faschinen u. dgl. m. in der Richtung der Horizontalkurven des Geländes besetzt. Der Schnee wird dadurch festgehalten und am Abrutschen verhindert. Liegt das Sammelgebiet in der Waldregion, so pflanzt man zwischen den Pfählen sogleich Bäumchen an, die nach einer Reihe von Jahren, wenn die Pflöcke verfault sind, ihrerseits den Schutz übernehmen (Alb. Heim).

Viel wichtiger als die Lawinen sind, schon weil sie ununterbrochen wirken, die **Gletscher** oder **Ferner** (franz. und engl. glacier).

Man hat bei jedem echten Gletscher zwei Teile zu unterscheiden: 1. den über der Schneegrenze gelegenen, das Speisegebiet des Gletschers bildenden Teil, das Firnfeld — bald eine weite schneebedeckte Hochfläche, bald eine muldenförmige, zwischen den Hochgipfeln und Gebirgskämmen liegende Senke — und 2. den eigentlichen Gletscher, den unter der Schneegrenze gelegenen Abfluß des Firnfeldes. Jenes bildet das „Nähr“-, dieser das „Zehrgebiet“ des Eises[1]).

Struktur[2]). Während der frisch gefallene Schnee bekanntlich ein lockeres Aggregat von Eiskriställchen darstellt, so verwandelt er sich durch teilweise Schmelzung durch Sonnenschein, warme Luft und Regen sowie Wiedergefrieren des in ihn einsickernden Schmelzwassers allmählich in den aus zusammensinternden Eiskörnern bestehenden Firn und aus diesem in Firneis: ein Aggregat von kristallinen, durch Eiszement verkitteten Eiskörnern. In der Tiefe von wenigen Metern unter der Tagesoberfläche wird diese Umwandlung, die Verfirnung des Schnees, noch durch den mit jedem neuen Schneefalle wachsenden Druck der höheren auf die darunterliegenden Schneelagen beschleunigt.

In den Firnmulden der Alpen fallen in jedem Jahre etwa 8 m Schnee, die zu etwa einem Meter Firnschnee zusammensintern.

Entsprechend seiner Entstehung aus Schnee besitzt das Gletschereis, abweichend vom Flußeis, eine kristallin-körnige Beschaffenheit. Die optische Untersuchung im polarisierten Licht lehrt, daß die Eiskörner wirkliche einachsige Kristalle sind, deren Achsen aber ganz unregelmäßig gerichtet sind. Die Größe des Gletscherkorns nimmt mit der Länge des Gletschers stetig zu und kann am Ende großer Gletscher die eines Hühner-

---

[1]) Kleine, am Fuße steiler Wände liegende Gletscher nähren sich zuweilen nur von Lawinen und haben daher kein Firnfeld.

[2]) Mügge, Neues Jahrb. f. Min. 1899, II, S. 123; 1900, II, S. 80.

eies oder gar einer Faust erreichen. Diese Vergrößerung erfolgt durch Aufzehren (Überkristallisieren) der kleineren Körner durch die größeren. Im Gletschereis ist das Zement stets schon zu den Körnern überkristallisiert.

Die Reihenfolge der Umwandlung von Schnee in Gletschereis ist:

1. Hochschnee: lockere Schneekristalle;

2. Firn: ebenfalls noch locker, aber die Flocken fangen schon an zusammenzusintern und zu verschmelzen;

3. Firneis: durch Eiszement verbundene Firnkörner;

4. Gletschereis: körnig, zementfrei, da das Eiszement zu den Körnern überkristallisiert ist. Mit der Gletscherlänge immer grobkörniger werdend (ALB. HEIM).

Die **Farbe** des Gletschereises ist bekanntlich wundervoll grünblau. Sehr schön ist dieses Grünblau oft am unteren Ende der Gletscher in den tief in den Gletscherkörper hineinreichenden, als Gletschertore bekannten Höhlungen zu beobachten. Am oberen Anfang des Gletschers, da wo er mit dem Firnfelde zusammenhängt, hat das Eis noch keine blaue Farbe; es ist hier vielmehr weiß und von trüber, oft schwammiger Beschaffenheit infolge zahlloser es erfüllender Luftblasen. Je weiter abwärts aber, desto mehr werden diese Blasen herausgepreßt, und in demselben Maße wird das Eis allmählich immer reiner und klarer.

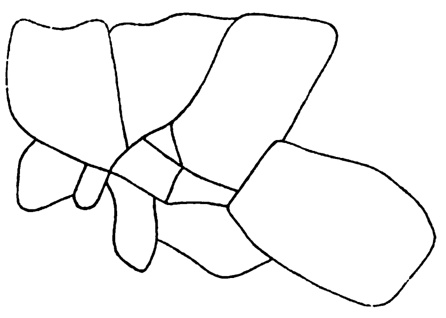


Fig. 443. Kornstruktur eines grönländischen Gletschers. Nach v. DRYGALSKI.

Selbst das klarste und festeste Gletschereis aber ist nach allen Richtungen von zahllosen Haarspältchen durchzogen. Man kann sich von ihrer Anwesenheit leicht überzeugen, wenn man ein Stück Gletschereis für einige Augenblicke dem Sonnenschein aussetzt. Die Spältchen füllen sich dann mit Schmelzwasser und das Eisstück wird trübe.

Der Firn geht nach obigem aus übereinandergehäuften Schneelagen hervor. Der im Firngebiet wie allenthalben stattfindende Wechsel klarer niederschlagsfreier und trüber niederschlagsreicher Zeiten bringt es indes mit sich, daß die gefallenen Schneelagen zum Teil durch Schmelzung infolge von Sonnenbestrahlung, nachfolgende Umkristallisation und Entweichen der eingeschlossenen Luft in einen verfestigten Zustand übergehen, zum Teil aber ihre ursprüngliche lockere Beschaffenheit beibehalten. Dauert die niederschlagsarme Zeit länger an, so bedeckt sich die oberste Schneeschicht häufig mit Verwitterungsstaub und erhält dadurch eine dunklere Färbung. Diese Umstände sind es, die eine Art **Schichtung** des Firns, einen Wechsel härterer luftärmerer und zugleich meist dunklerer Eislagen

mit anderen, weißen, luftreichen und weicheren Lagen erzeugen. An den Wandungen tief hinabreichender Firnspalten läßt sich dieser hundertfältige Wechsel heller und dunkler Streifen oftmals deutlich beobachten.

Gletscherabwärts verschwindet die Schichtung mehr und mehr. Dafür tritt dort eine andere, die **Blaublätterstruktur** oder **Bänderung** des Eises deutlicher hervor. Sie besteht aus einem oft wiederholten Wechsel von steilstehenden härteren b l a u e n und weicheren w e i ß e n Eislagen und ist am besten am Fuße größerer Gletscherbrüche (Fig. 444) zu beobachten.

Die Bänderung wird von manchen Forschern, wie H. F. Reid, Crammer und Hess[1]), in nahen Zusammenhang mit der Schichtung des Eises gebracht. Nach Alb. Heim läßt sich indes stellenweise beobachten, daß die beginnende Bänderung die noch erkennbare Schichtung schneidet und daß Blaublätter sich kreuzen, was bei Schichtung unmöglich wäre. Nach ihm laufen die Bänder stets senkrecht zu den Maximaldrucklinien der Strömung, d. h. wie die Maximalzuglinien. Er hält daher mit A. Forel an der schon von Tyndall ausgesprochenen Anschauung fest, daß die Blaublätter eine der Schieferung (clivage) entsprechende Druckwirkung, also eine Art Fluidaltextur seien.

Eine noch andere Erklärung der Eisbänderung hat vor kurzem H. Philipp zu begründen versucht[2]). Infolge der sogenannten Differentialbewegung (siehe unten) sollen im Eise in Abständen von 0,5—2 m Abscherungsflächen aufreißen, die dem Untergrunde des Gletschers parallel verlaufen und daher im allgemeinen Troggestalt haben. Durch die mit der Abscherung verbundene Zermalmung und teilweise Verflüssigung des Eises sowie durch Infiltration mit Schmelzwasser von oben her sollen sich die Abscherungsrisse mit Wasser füllen, welches nach seinem Gefrieren ein Blaublatt liefert. Damit zusammenhängend sind die Bänder am zahlreichsten da, wo die Differentialbewegung am stärksten ist, nämlich an der Basis und den Seiten des Gletschers.

Nach Philipp wäre das Aufreißen von Scherflächen, die am häufigsten an den Rändern und am Grunde der Gletscher auftreten, auch für die Bewegung des Eises von Bedeutung. Diese wäre, wie übrigens Finsterwalder[3]) schon vor längerer Zeit angenommen hat, eine „diskontinuierliche, sprungweise", was ja übrigens eine daneben hergehende stetige Bewegung keineswegs ausschließt.

---

[1]) Hess, Neues Jahrb. f. Min. 1902, I, S. 23. — Crammer, Ebenda 1903, Beil.-Bd. 18, u. Zeitschr. f. Gletscherk., II, S. 198 1908.

[2]) Philipp, Geologische Beobachtungen auf Spitzbergen. Sonderabdr. aus: Ergebnisse der Filchnerschen Vorexpedition nach Spitzbergen. Petermanns Geogr. Mitteil. 1914, Erg.-Heft 179. — Derselbe, Untersuchungen über Gletscherstruktur. Geol. Rundsch. 1914, S. 3. — Derselbe, Mechanismus der Gletscherbewegung. N. Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 43, S. 440, 1920.

[3]) Finsterwalder, Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss. 1912, 1.



Fig. 444. Bänderung am Rhonegletscher. Nach Photographie.

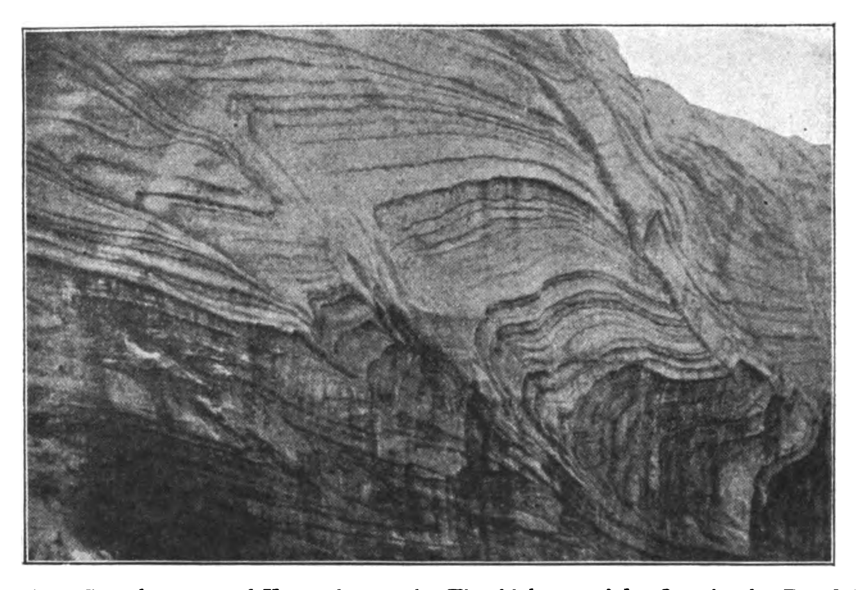


Fig. 445. Stauchungen und Verwerfungen der Eisschichten auf der Ostseite des Bowdoingletschers in Grönland. Nach T. C. CHAMBERLIN[1]).

[1]) Bull. Geol. Soc. Amer. VI, 1895.

Schon vor PHILIPP hatte A. HAMBERG die Blaublätterstruktur arktischer Gletscher auf ähnliche Weise zu erklären versucht. J. P. KOCH[1]) ist ebenfalls zu solchen Vorstellungen gelangt. Auch für ihn sind Blaublätter und Spalten nur „verschiedene Ausdrücke derselben Sache".

Bei dem starken, aber infolge aller möglichen örtlichen Einflüsse sehr wechselnden Druck, dem das Eis im Gletscher ausgesetzt ist, kann es nicht auffallen, wenn die Eisschichten häufig Biegungen, Stauchungen, Abscherungen und Zerreißungen erkennen lassen, wie man sie am sogenannten Eismeer bei Chamonix und an vielen anderen Stellen beobachten kann (Fig. 445).

Bewegung. Es ist allgemein bekannt, daß das Eis im Gletscher nicht stillsteht, sondern in stetiger Bewegung begriffen ist. Eigentlich ist die Notwendigkeit der Gletscherbewegung etwas Selbstverständliches. Denn wenn der beständige Abschmelzungsverlust am unteren Ende der Gletscher nicht durch ein Nachrücken des Eises von oben her ausgeglichen würde, müßten die Gletscher immer mehr zurückweichen und endlich ganz verschwinden. Dennoch ist die Gletscherbewegung erst in den letzten Jahrhunderten durch die Bewohner der Alpentäler, in denen Eisströme hinabsteigen, erkannt worden, und zwar aus den Verschiebungen, welche an bequemen Übergangsstellen des Gletschers angebrachte Wegmarken mit der Zeit erfuhren.

Die Bewegung ist ununterbrochen, wenn auch ungleichmäßig. Sie findet in der Richtung der Schwere, also talabwärts statt und wächst mit der Masse des Gletschers und mit der Bodenneigung.

Aus dem erstgenannten Grunde beträgt die tägliche Bewegung beim Unteraargletscher 0,14—0,21 m, beim Eismeer 0,21—0,47 m, bei dem skandinavischen Lodalgletscher 0,10—0,65 m, bei den Riesengletschern des Himalaja 2—3,7 m und bei den gewaltigen Eisströmen an der Westküste Grönlands 8—10 und sogar über 20 m.

Der Einfluß des Gefälles auf die Bewegungsschnelligkeit zeigt sich deutlich am Rhonegletscher, dessen Geschwindigkeit am Gletschersturz fast doppelt so groß ist als oberhalb. Ebenso steigert sie sich beim Eismeer von etwa 0,20 m in den mittleren Teilen auf 0,40 und darüber in der sogenannten Endkaskade.

Die Schnelligkeit der Bewegung ist ziemlich unabhängig von der Tages- und Jahreszeit. So ist nach den langjährigen Beobachtungen von VALLOT am Eismeer das Verhältnis der winterlichen zur sommerlichen Geschwindigkeit nur 100 : 118 (während TYNDALL es zu 100 : 185 berechnet hatte).

Im allgemeinen rücken die größeren Alpengletscher

[1]) KOCH, Vorläufiger Bericht über glaziologische Beobachtungen auf der Dänischen Forschungsreise durch Nordgrönland 1912/13. Zeitschr. f. Gletscherk. Bd. X, S. 28 ff., 1916.



im Jahre um 40 bis über 100 m fort. Um den Weg vom Gipfel der Jungfrau nach dem Unterende des Aletschgletschers zurückzulegen (24 km), würde nach HEIM ein Eisteilchen etwa 450 Jahre nötig haben.

Das Eis bewegt sich im Gletscher nicht etwa, wie ein fester Gesteinsblock auf schiefer Ebene herabgleiten würde, sondern während der Abwärtsbewegung verschieben sich die einzelnen Eisteilchen beständig gegeneinander. Die Bewegungsart ist also ganz die eines flüssigen Körpers; sie ist eine Fließbewegung, wenn auch eine sehr langsame.

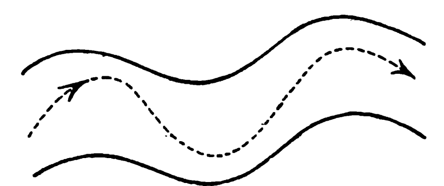


Fig. 446. Linie der größten Bewegungsgeschwindigkeit eines Gletschers.

Infolgedessen rücken die Seiten- und Bodenteile des Gletschers, wie bei jedem Flusse, langsamer voran als die oberflächlichen Teile, und die größte, dem Stromstriche des Flusses entsprechende Geschwindigkeit liegt in der Regel in der Mitte des Gletschers, rückt aber in Talkrümmungen nach der Konvexseite der Krümmung hinüber — was TYNDALL als Differentialbewegung bezeichnete.

Besonders deutlich äußert sich die Differentialbewegung in der Gestalt der sogenannten Ogiven (SCHLAGINTWEIT) oder durch Staub gefärbten



Fig. 447. Verschiedene Arten von Spalten eines Gletschers.
a Randspalten, *b* Querspalten, *c* Längsspalten.

Schmutzstreifen. Man bezeichnet so die früher erwähnten Erhöhungen und zwischenliegenden furchenförmigen Vertiefungen, die durch den Wechsel blauer und weißer Eisbänder auf der Gletscheroberfläche entstehen. Ursprünglich als gerade Querlinien über den Gletscher fortlaufend, nehmen diese Furchen eine je weiter talabwärts, desto stärker gebogene Gestalt an, wobei die Bögen stets talabwärts gerichtet sind. Wo sich mehrere Gletscher zu einem einzigen vereinigen, bewahrt jeder Teilgletscher sein eigenes Ogivensystem (Fig. 449).

In innigem Zusammenhang mit der Bewegung der Gletscher steht die **Spaltenbildung** des Eises. Fast bei allen Gletschern sind Spalten vorhanden, oft in solcher Zahl, daß der Gletscher dadurch in ein förmliches

Labyrinth von einzelnen Schollen, Klippen, Pyramiden, Obelisken und Zinken aufgelöst ist.

Man unterscheidet:

1. Randspalten. Diese häufigsten Spalten bilden sich von den Rändern des Gletscherstroms aus und verlaufen von diesen aus schief aufwärts gegen die Mitte des Gletschers zu (Fig. 447 *a*).

2. Längsspalten entstehen da, wo der Gletscher in ein breites Tal gelangt und nach den Seiten auseinanderfließt. Sie sind besonders am Unterende der Gletscher zu beobachten (Fig. 447 *c*).

3. Querspalten bilden sich da, wo der Gletscher über eine Talstufe fortgeleitet und (infolge der Sprödigkeit des Eises) einen Gletscherbruch bildet. Sie verlaufen quer über die Mitte des Eisstromes und verbinden sich mit den Randspalten (Fig. 447 *b*).

Im allgemeinen läßt sich mit ALB. HEIM aussprechen, daß die Spalten stets in der Richtung der Maximaldrucklinien der Strömung des Eises, d. h. senkrecht zum Zuge entstehen. Beim weiteren Fortrücken schließen sie sich immer wieder infolge der Verschiebung der Eisteilchen gegeneinander beim Fließen.

Theorie der Gletscherbewegung. Die Frage nach den Gründen der Gletscherbewegung hat seit langer Zeit gleichmäßig die Physiker und die Geologen beschäftigt. Wie schon früher bemerkt, gleitet der Gletscher nicht einfach abwärts, sondern während der Bewegung verschieben sich seine Teilchen gegeneinander. Er fließt, wie ein plastischer Körper fließen würde. Dieses plastische Verhalten des Gletschereises scheint aber auf den ersten Blick in unlösbarem Widerspruch zu stehen mit der jedermann bekannten großen Sprödigkeit und Brüchigkeit des Eises. Zur Erklärung dieses scheinbaren Widerspruchs ist eine ganze Reihe von Theorien aufgestellt worden, von denen indes nur die auf der mechanischen Wärmetheorie aufgebaute alle in Betracht kommenden Erscheinungen zu erklären vermag. Mit HELMHOLTZ, HEIM u. a. dürfen wir die Hauptgründe der Gletscherbewegung teils im hohen Druck, dem die Eismasse in allen Teilen des Gletschers ausgesetzt ist, teils in der Regelation erblicken.

Daß Eis durch Druck in einen Zustand versetzt wird, der ihm ein Fließen nach Art plastischer Körper gestattet, lehrt die Physik. Die bekannten Versuche von HELMHOLTZ u. a. zeigen, daß ein Druck von wenigen Atmosphären genügt, um einen Eiszylinder durch eine weit schmälere Öffnung am Ende einer ihn umschließenden Metallröhre hindurchzupressen. Der Vorgang ist dabei folgender: durch den Druck wird das Eis in ein Haufwerk kleiner Stückchen verwandelt, die dem Druck nachgebend sich gegeneinander verschieben, so daß es jede beliebige Form annehmen kann. Dies

wird noch dadurch befördert, daß ein Teil des Eises unter Druck sich in Wasser verwandelt, welches alle Zwischenräume erfüllt. Die mechanische Wärmetheorie lehrt nämlich, daß der Schmelzpunkt des Eises durch Druck erniedrigt wird; durch Druck verwandelt sich daher Eis in ein Gemisch von Eis und Wasser, die beide kälter als 0° sind. Sobald aber der Druck nachläßt und infolgedessen der Erstarrungspunkt wieder auf 0° steigt, muß das entstandene Wasser sich in Eis zurückverwandeln, welches die Eisstückchen wieder zu einem zusammenhängenden Eisblock verbindet. Man nennt diese Erscheinung Regelation. Sie genügt vollständig, um die Beweglichkeit und Formänderung, die Plastizität des Gletschers zu erklären: sobald er unter Druck kommt, wird er von zahllosen, sich mit Wasser füllenden Spältchen durchzogen, seine Temperatur sinkt und er kann sich einer neuen Form anpassen. Damit aber ist der Druck beseitigt und die ganze Masse erstarrt wieder zu einem geschlossenen Ganzen. Ohne die Regelation würde, wie HEIM bemerkt, der Gletscher auseinanderfallen wie ein Sand- oder Erdhaufen. Auch bei der Umbildung von Schnee in Firn und von diesem in Gletschereis spielt die Regelation eine wichtige Rolle.

Nach MÜGGE[1]) wird die Plastizität des Eises noch durch Translationen befördert, d. h. dadurch, daß bei Druck die Teilchen eines jeden Eiskorns sich rechtwinklig zur kristallographischen Hauptachse auf Gleitflächen verschieben können. Auch aus diesem Gegeneinanderabgleiten der Kristallteilchen muß sich eine Plastizität des Eises ergeben, die seine Bewegung im Gletscher erleichtert.

Der Gletscher verhält sich also auf Druck plastisch, auf Zug reißt er. Daraus erklären sich alle Erscheinungen seiner Bewegung und Spaltenbildung.

Eine auf rein geometrischer Grundlage aufgebaute Theorie der Gletscherbewegung haben FINSTERWALDER und REID gegeben[2]). Eine gute Darstellung dieser Theorie findet man in HESS' „Gletschern" S. 325—338.

Über die Temperaturverhältnisse der Gletscher sei endlich noch folgendes bemerkt:

Die tages- und jahreszeitlichen Temperaturschwankungen sind für die Wärme der inneren Teile des Gletschers belanglos. Denn die Sommerwärme dient nur zur Schmelzung des Eises, aber nicht zu seiner Temperaturerhöhung, und die Winterkälte vermag durch einen so schlechten Wärmeleiter wie die winterliche Schneedecke nicht in das Innere des Gletschers einzudringen. Die oberflächlichen Temperaturänderungen können daher,

[1]) MÜGGE, Neues Jahrb. f. Min. 1895, II, S. 211, und mehrere jüngere Arbeiten in derselben Zeitschrift.

[2]) FINSTERWALDER, Der Vernagtgletscher 1897. — REID, The mechanics of glaciers. Journ. of Geology X. Chicago 1896.

wie durch DRYGALSKIS Messungen auch für Grönland bestätigt worden ist, höchstens die Temperatur der alleroberstenTeile eines Gletschers beeinflussen. Im Innern der Gletscher aber entspricht, wie die Untersuchungen von FOREL, HAGENBACH u. a. gelehrt haben, die Temperatur an allen Punkten der Schmelztemperatur des Eises unter dem dort herrschenden Druck. Daß dem wirklich so ist, haben BLÜMCKE und HESS durch direkte Temperaturmessungen am Hintereisferner, FOREL und HAGENBACH am Arollagletscher (Kt. Wallis) festgestellt.

Die Temperatur des Eises liegt demnach im allgemeinen etwas unter 0° C und nimmt infolge der Erniedrigung seines Schmelzpunktes mit zunehmendem Druck — er sinkt um 0,0075° C pro Atmosphäre — mit der Tiefe stetig ab. In einer Tiefe von 40 m würde daher die Temperatur des Gletschers — 0,03° C betragen.

Gletscher- und Inlandeis.

Das Gletschereis tritt in zwei verschiedenen Formen auf: 1. in verhältnismäßig kurzen, wenig mächtigen, mehr oder minder steil geneigten zungenförmigen Strömen, den eigentlichen Gletschern; und 2. in sehr mächtigen, aber wenig geneigten, oft über gewaltige Flächen ausgebreiteten tafelförmigen Massen, dem sogenannten Binnen- oder Inlandeis.



Fig. 448. Großer Talgletscher. Aletschgletscher, von Belalp aus gesehen. Nach Phot.

1. Echte Gletscher.

Allgemeine Erscheinungsweise. Ablation. Moränen. Gletscherschliffe, Rundhöcker. Kare, Felsbeckenseen u. a. Gletschererosion. Verbreitung und Schwankungen der Gletscher.

Äußere Erscheinung. Die Form der Gletscher ist meist ganz die von Strömen. Sie sind bald lang und schmal, bald breit und gedrungen und erfüllen die Täler in ihrer ganzen Breite und bis zu beträchtlicher, oft weit

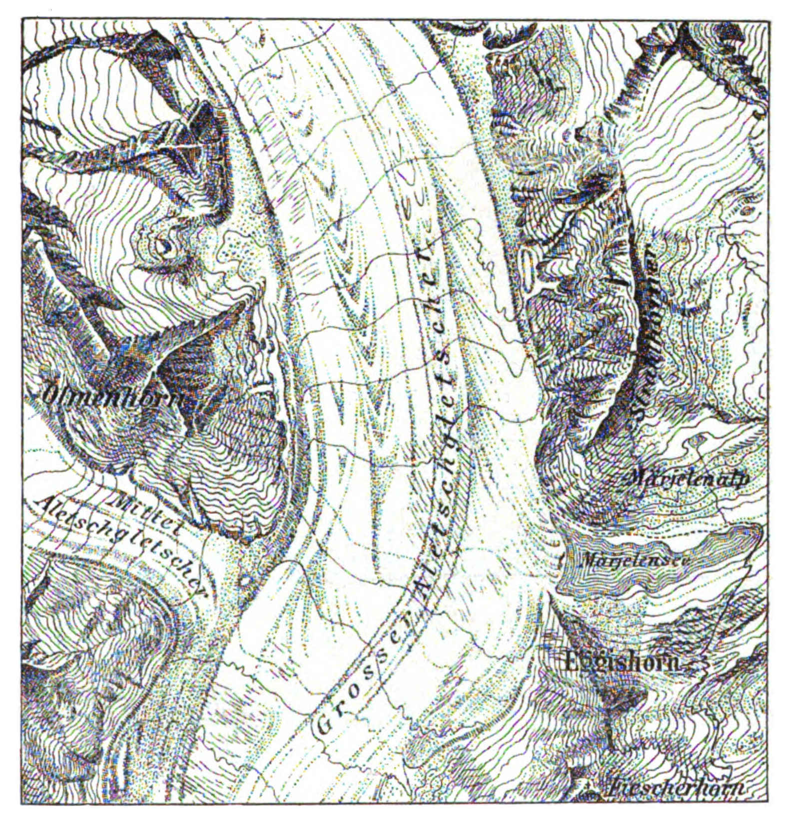


Fig 449. Karte eines Stückes des Aletschgletschers mit seinen Moränen, Schmutzstreifen und einem Seitenarm (Mittel-Aletschgletscher). Nach der DUFOURschen Karte (1 : 50 000).

über 100 m betragender Höhe, indem sie sich eng an die Talgehänge anlehnen (von denen sie aber durch eine Randkluft getrennt bleiben) und allen Windungen und Krümmungen des Tales folgen. An engen Talstellen ziehen sie sich zusammen, an weiten breiten sie sich aus. Solche in Tälern fließende und oft tief unter die Schneegrenze hinabreichende Gletscher werden als Talgletscher bezeichnet.

Wo ein Gletscher an einer Talstufe anlangt, stürzt er gleich einem

Wasserfall über sie fort: es entsteht ein Gletschersturz oder -fall. Der etwa 300 m hohe Fall des Triftgletschers bietet ein großartiges Beispiel eines Gletschersturzes. An solchen Stellen reißt ein Stück des Gletschers nach dem anderen ab und fällt in die Tiefe, um hier ein wildes Haufwerk

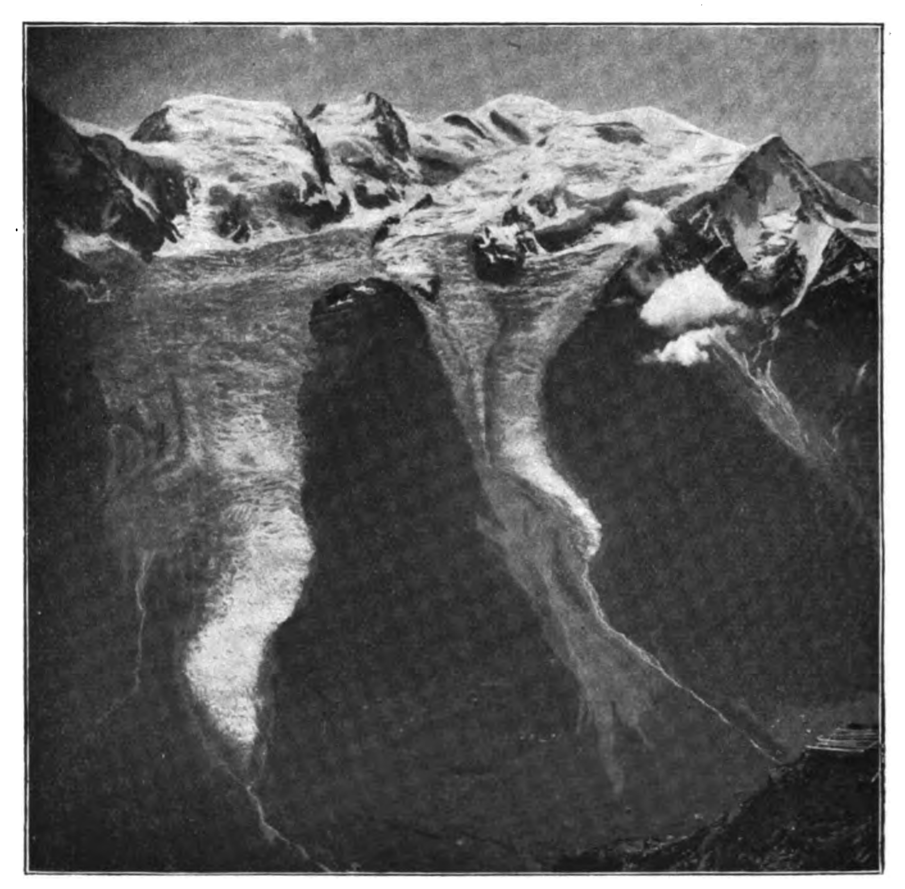


Fig. 450. Gletscher bei Chamonix, von der Flegère aus gesehen.

von Eisschollen zu bilden, die sich indes sehr bald wieder zu einer zusammenhängenden Eismasse zusammenschließen.

Häufiger als Gletscherstürze sind Gletscherbrüche. Es sind Stellen, wo das Eis infolge einer plötzlichen Zunahme in der Neigung des Talbodens von der Oberfläche aus in zahllose Pfeiler und Klippen zerreißt (Bruch des Rhonegletschers usw.).

Nicht selten vereinigen sich zwei oder mehrere Gletscher zu einem einzigen. Manche Gletscher nehmen eine ganze Reihe von Seitengletschern auf.

Die Oberfläche der Gletscher ist zum Teil zusammenhängend und ebenflächig, so daß sie bequem überschritten werden können; viele Gletscher

aber sind, besonders an den Rändern und am Unterende der Gletscherzunge, durch zahllose in den verschiedensten Richtungen verlaufende Spalten in dem Maße zerrissen und zerklüftet, daß der ganze Gletscherkörper sich in unzählige Eisrippen, Klippen, Obeliske und Zinken auflöst, so daß seine Überschreitung unmöglich ist.

Neben den großen, tief hinabreichenden Talgletschern gibt es noch kleine hochliegende, im wesentlichen innerhalb der Schneeregion verbleibende Gletscher, die meist in steil abfallenden Rinnen im oberen Teile der Talwände liegen. Es sind die sogenannten Hängegletscher. Sie hängen nicht immer mit Firnfeldern zusammen, sondern nähren sich zuweilen nur von Lawinenfällen, in welchem Falle man sie wohl als „regenerierte Gletscher" bezeichnet. Die Hängegletscher erscheinen oft gesellig und bilden in Gebieten ohne größere zusammenhängende Firndecke, wie den Bayrischen Kalkalpen, den Pyrenäen und dem Felsengebirge, die herrschende Gletscherform.

Schon früher ist bemerkt worden, daß jeder Gletscher das Zehr- oder Abschmelzgebiet der aus der Firnregion herabsteigenden Eismassen darstellt. Da viele Gletscher bis in die Region der Wälder, mitunter sogar in die der Feldfluren hinabreichen, so muß ihre ganze Masse der Abschmelzung unterliegen, die talabwärts immer stärker wird und ihnen schließlich ein Ende setzt. Dieses wird da liegen, wo der Eisnachschub von oben und der Schmelzverlust einander die Wage halten.

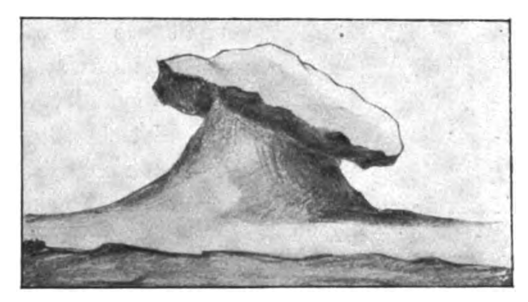


Fig. 451. Sogenannter Eistisch.

Daraus erklärt sich, daß das Ende der Gletscherzungen selten längere Zeit genau an derselben Stelle verharrt. Im Laufe des Sommers, wenn die Abschmelzung am größten ist, pflegt das Gletscherende talaufwärts zu rücken, um sich in der kühlen Jahreszeit wieder vorzuschieben; und ebenso zeigt sich, daß in kühleren Jahren und Jahrperioden ein allgemeines Vorschreiten, in trockeneren dagegen ein Rückzug der Gletscher stattfindet.

Die oberflächliche Abschmelzung der Gletscher wird als **Ablation** bezeichnet. Sie findet hauptsächlich an der Gletscheroberfläche statt, wo sie auf Rechnung der Sonnenbestrahlung, warmer Luft und des Regens kommt. Sie ist hier am stärksten im Hochsommer bei unbehindertem Sonnenschein und um die Mittagszeit, wo die Oberfläche des Gletschers sich mit zahllosen Rinnsalen oder förmlichen Bächen bedeckt. An den Alpengletschern beträgt die jährliche Abschmelzung von der Firnlinie abwärts 1—6 m (A. Heim).

Wo auf dem Gletscher größere flache Steinblöcke liegen, da schützen diese ihre unmittelbare Unterlage vor der Ablation. Die Folge ist, daß sie allmählich auf einem Eisstiele über ihre Umgebung emporwachsen. Es entstehen dadurch sogenannte Eis- oder Gletschertische (Fig. 451). Infolge der stärkeren Erwärmung auf der Südseite neigen sie sich allmählich immer mehr nach dieser über, bis sie schließlich ihren Halt verlieren und vom Stiele hinabgleiten.

Umgekehrt nehmen kleine, auf dem Gletscher liegende Gesteinsbrocken und -körner infolge ihrer dunkleren Färbung mehr Wärme auf als das umgebende Eis und sinken daher mit der Zeit senkrecht in dieses ein.

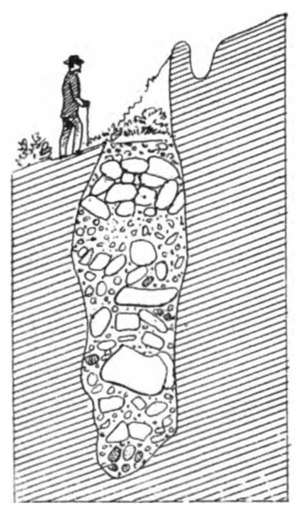


Fig. 452.
Durchschnitt durch ein schutterfülltes Strudelloch. Kristiania. Nach Brögger.

Wo die oberflächlichen Schmelzwässer des Gletschers an eine Spalte im Eise gelangen, stürzen sie in diese hinab und bilden eine sogenannte Gletschermühle. Solche Mühlen sind in der Regel nur 10—30 m tief; es gibt indes auch weit tiefere. Die auf dem Boden befindlichen Steine werden leicht durch das herabfallende Wasser in eine drehende Bewegung versetzt und dadurch Gletschertöpfe von der gleichen Beschaffenheit wie die früher (S. 438) besprochenen, durch strudelnde Wasserbewegung ausgearbeiteten Strudeltöpfe gebildet.

Gletschertöpfe sind auf Felsoberflächen, von denen sich Gletscher zurückgezogen haben, nichts Seltenes. So sind sie z. B. in großer Zahl am Fuße des sehr zurückgegangenen Rosenlauigletschers vorhanden.

An vielen Stellen in den Alpen, Skandinavien und Norddeutschland[1]) kommen alte, aus der Eiszeit stammende Gletscher- oder Riesentöpfe vor, deren Entstehung in ähnlicher Weise durch Sturzbäche erklärt wird, die in Spalten der eiszeitlichen Gletscher hinabstürzend, auf deren Untergrund liegende Steine in drehende Bewegung versetzten (Fig. 452).

Eines der bekanntesten Beispiele prächtiger Riesentöpfe dieser Art bietet der Luzerner „Gletschergarten", wo man nach Abräumung des glazialen Schuttes auf der Oberfläche des Molassesandsteins auf zahlreiche gut erhaltene, meist mit Schutt erfüllte Strudellöcher gestoßen ist[2]). Ein anderes ähnliches

[1]) Brögger und Reusch, Riesentöpfe bei Kristiania. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1874, S. 783. — Berendt, Ebenda 1880, S. 56. — A. Heim, Über den Gletschergarten bei Luzern 1873. — Berendt, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1891, S. 5. — Wahnschaffe, Ebend. für 1902, S. 93.

[2]) Im Gletschergarten von Luzern erreichen die Strudellöcher 9 m, am Maloja

Vorkommen ist unweit Nago bei Arco (Südtirol) auf der abgehobelten und geschrammten Oberfläche des dort anstehenden Nummulitenkalks aufgedeckt worden; ein noch anderes am Malojapasse, am Abhange nach dem Bergell zu. In Deutschland sind mehr oder weniger wohlerhaltene eiszeitliche Riesentöpfe auf der Oberfläche des Muschelkalks von Rüdersdorf, der paläozoischen Quarzitsandsteine von Gommern unweit Magdeburg, im sogenannten Fayencemergel von Ülzen (Fig. 453) und an anderen Stellen nachgewiesen worden.

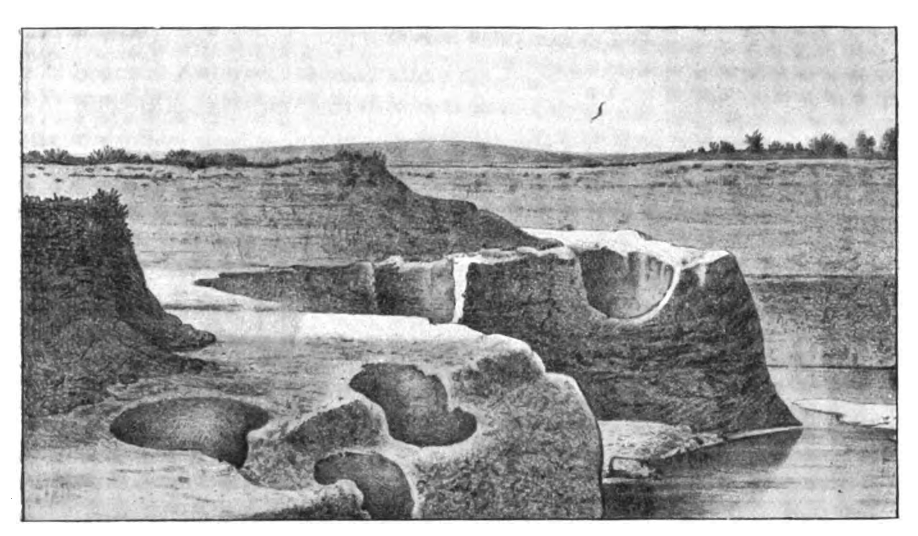


Fig. 453. Riesentöpfe im Diluvialmergel von Westerweyhe bei Ülzen. Nach G. BERENDT.

Wie aber die Gletscher an ihrer Oberfläche einer beständigen Abschmelzung unterliegen, so auch an ihrer Bodenfläche, und zwar wegen der hier infolge der Erdwärme über 0° liegenden Temperatur der Gesteinsunterlage[1]). Zudem erzeugen auch die Wasserströmung unter dem Gletscher sowie die Schmelzwässer der Gletschermühlen eine Durchlüftung des Gletschers, die eine innere Abschmelzung zur Folge hat.

Alles Schmelzwasser verläßt den Gletscher am Unterende als starker Gletscherbach. Nicht selten treten diese oftmals reißende Flüsse bildenden Bäche aus einer gewölbartigen Höhlung unter dem Eise, einem Eis- oder Gletschertor hervor, um ihren Weg unter vielfältiger Teilung durch weites kahles Schuttgelände zu nehmen, wie man solches am Fuße aller größeren Gletscher anzutreffen pflegt.

11 m Tiefe, während der große, am Fuße der Niagarafälle ausgekolkte Erosionskessel nach ungefähren Messungen 50 m Tiefe besitzen soll (vgl. Fig. 377, S. 495).

[1]) Die Isotherme von 0° für die Bodentemperatur liegt in den Alpen schon in 2750 bis 2900 m Höhe.

Daß die Abschmelzung an der Unterlage der Gletscher wirklich nur eine Folge der inneren Erdwärme ist, geht daraus hervor, daß die Gletscherbäche auch im Winter, wo die oberflächliche Abschmelzung andauernd vollständig stille steht, zu fließen fortfahren; und zwar nicht nur in den Alpen, sondern auch in Grönland und in anderen hochnordischen Gebieten, wo die Bodenablation oft sogar gewaltige, in riesigen Tunneln unter der Eisdecke verlaufende Ströme erzeugt[1]).

Als eine bemerkenswerte Ablationserscheinung sei noch erwähnt der sogenannte Büßerschnee (nieve penitente) tropischer Hochgebirgsgegenden. Er entsteht durch Abschmelzen einer Firndecke unter dem Einfluß der ungemein kräftigen, durch keinen Winter unterbrochenen Sonnenbestrahlung, wobei auf flachem Gelände einzelne seltsam geformte, oft menschenähnliche Eisklumpen zurückbleiben.

Solchergestalt ist der Büßerschnee wohl zuerst durch GÜSSFELD aus großen Höhen (über 4000 m) der südamerikanischen Anden[2]), später aber durch H. MEYER als „Zackenfirn" auch vom Kilimandscharo im äquatorialen Afrika beschrieben worden.

Moränen. Infolge der Bewegung des Eises muß aller auf oder in den Gletscher gelangende Gesteinsschutt mit diesem fortbewegt werden, um erst mehr oder minder weit talabwärts zur Ablagerung zu gelangen.

Dieser in seiner Gesamtheit als „Moräne" bezeichnete Schutt stammt entweder von den den Gletscher umgebenden Talwänden, von wo er durch Verwitterung, Frost, Lawinen, Bergstürze und andere ähnliche Ereignisse auf den Gletscher hinabgelangt; oder er wird durch die Tätigkeit des Gletschers selbst unmittelbar von dessen Felsunterlage losgesprengt[3]). Im ersten Falle spricht man von Randschutt, im zweiten von Grundschutt.

Der Grundschutt wird ausschließlich am Grunde oder doch im Innern des Gletschers fortgetragen; der Randschutt dagegen teils auf der Oberfläche des Gletschers, teils — wenn er durch Spalten oder Gletschermühlen in diesen hineingelangt — in dessen Innerem und am Grunde.

Die an der Gletscheroberfläche fortgeführten Schuttmassen werden als Obermoränen, die in oder unter dem Gletscher fortgeschafften als Untermoränen bezeichnet. Eine andere Einteilung der Moränen beruht darauf, ob sie noch jetzt fortbewegt werden oder nicht. Im ersten

[1]) So am Malaspinagletscher in Alaska, wo man die sich unter dem Eis hinziehenden Tunnel mehrere Kilometer weit verfolgt hat. Sie bilden hier wie in anderen Fällen nur Teile eines oft sehr ausgedehnten, unter dem Eise verlaufenden Wassernetzes.

[2]) Vgl. besonders HAUTHAL, Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins 1903, und KEIDEL, Zeitschr. f. Gletscherk. Bd. 7, 1909.

[3]) A. HEIM teilt mir indes mit, daß er das Lossprengen von Gestein vom Untergrunde als regelmäßigen Vorgang entschieden bestreiten müsse: das Absprengen sei nie beobachtet noch auch erwiesen worden.

Falle spricht man von bewegten, im zweiten von abgelagerten Moränen[1]).

Die Obermoränen zerfallen in Seiten- und Mittelmoränen. Die Seiten- oder Randmoränen begleiten den Gletscher von der Firnlinie an als mehr oder weniger hohe, dem Eise an beiden Seitenrändern aufliegende Schuttwälle. Der Schutt besteht aus eckigen und scharfkantigen, ohne jede Spur von Ordnung oder Schichtung zusammengehäuften Trümmern. Talabwärts pflegen diese Moränen infolge neuer Schuttzufuhr stetig an Höhe zuzunehmen.

Nicht alle Gletscher besitzen Seitenmoränen. So fehlen sie z. B. den grönländischen Gletschern fast ganz.

Durch fortgesetzte Abschmelzung des Gletschers können die Seitenmoränen ganz auf den den Gletscher begrenzenden Felsrand zu liegen kommen. Sie gehen dann aus bewegten in abgelagerte Moränen über und werden als Ufermoränen bezeichnet. Solche bei ehemals höherem Gletscherstande gebildete, jetzt tote Ufermoränen sind in den Alpen sehr verbreitet. Sie überragen die Gletscheroberfläche oft um mehr als 100 m, haben einen scharfen Kamm (Fig. 455), eine sanfte äußere und eine steile innere Böschung.

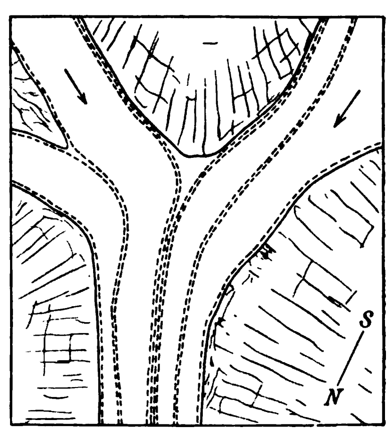


Fig. 454. Kärtchen eines Stückes des Eismeeres bei Chamonix, zur Erläuterung der Entstehung der Mittelmoränen.
Im wesentlichen nach TYNDALL.

Wo zwei Gletscher zusammenfließen, vereinigen sich ihre inneren Seitenmoränen zu einer Mittelmoräne oder Gufferlinie (Fig. 454). Viele Gletscher besitzen mehrere Mittelmoränen. Man ersieht aus deren Zahl leicht, aus wie vielen Einzelgletschern sie hervorgegangen sind.

Auch von Felsinseln, die sich aus dem Gletscher heraus über dessen Oberfläche erheben, gehen Moränen aus, die, in der Mitte des Eisstromes liegend, an Mittelmoränen erinnern und bis vor kurzem in der Tat so gedeutet wurden. FINSTERWALDER hat aber dargetan, daß es sich in solchen Fällen um Aufpressungen von Grundmoränenschutt bis an die Gletscheroberfläche handelt. Ein ähnliches Aufsteigen von Grundschutt wird auch schon durch geringere schwellen- oder klippenförmige Erhebungen des Gletscheruntergrundes veranlaßt: es entstehen vom Gletscherboden ausgehende aufrechte

[1]) Es sind das die von der Internationalen Gletscherkonferenz im Jahre 1899 vorgeschlagenen Ausdrücke. BÖHM VON BÖHMERSHEIM gebraucht statt ihrer in seiner „Geschichte der Moränenkunde“ (Wien 1891) die Bezeichnungen: Wander- und Stapelmoränen.

Schuttwände, die infolge der Ablation des Eises talabwärts als mittelmoränenartige Gebilde zutage treten.



Fig. 455. R o s e g g l e t s c h e r, von der Alp Ota aus gesehen. Nach Photographie. Zusammengesetzter Gletscher mit ausgezeichneten Seiten- und Mittelmoränen. Am unteren Ende starke Längszerreißungen und Andeutungen von Schichtung.

Von den echten Mittelmoränen unterscheiden sich die in Rede stehenden, die man als I n n e n m o r ä n e n bezeichnen kann, durch ihre Zusammen-

setzung nicht aus eckigem Randschutt, sondern aus kantengerundetem Grundschutt sowie dadurch, daß sie in die Tiefe fortsetzen und nach unten immer breiter werden.

Sehr verschieden von den Obermoränen ist die Grund- oder Untermoräne, die sich am Grunde des Gletschers bildet. Sie entsteht zum Teil aus Gesteinsbrocken, die von oben her auf Spalten in den Gletscher gelangen. Die Haupttrümmerzufuhr aber findet durch die äußere Randkluft der Firnmulde von den diese umrandenden Graten aus statt. Außerdem aber bringen

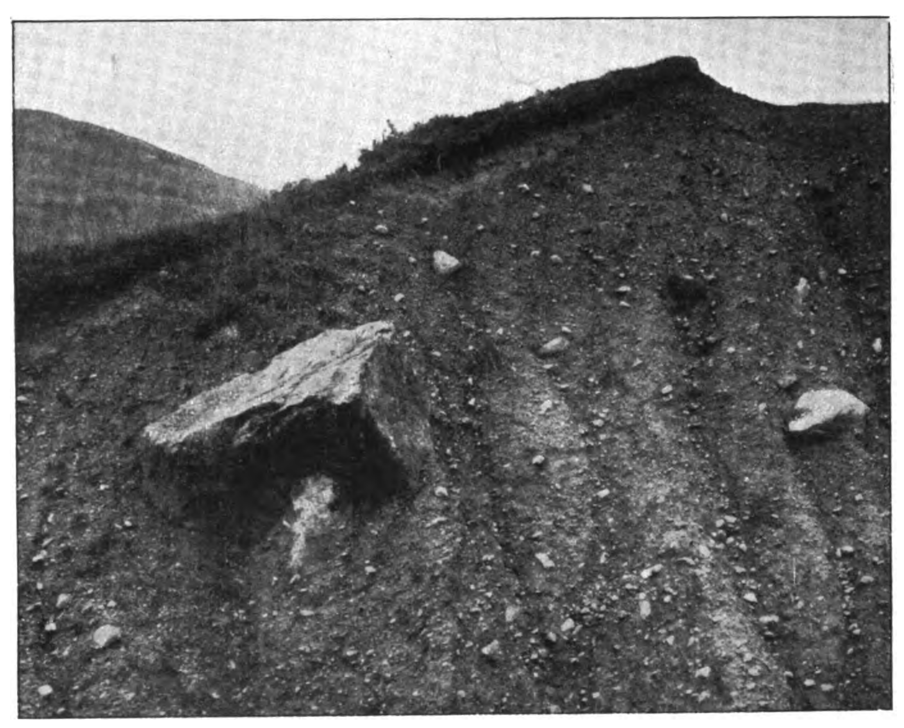


Fig. 456. Grundmoräne des diluvialen Ogliogletschers. Boscavegn' bei Edolo (Val Camonica). Nach photographischer Aufnahme von Prof. SALOMON.

auch die an den Abhängen des Gletschertales liegenden Steinschlag- und Bachfurchen große Schuttmengen mit, die auf den Rinnen, welche die Bäche vom Eisrande aus unter dem Gletscherkörper auswaschen, weit in diesen hineingelangen können (ALB. HEIM). Mitunter liegt — wie neuere Untersuchungen in Grönland gezeigt haben — die Grundmoräne weniger unter als im Gletscher selbst, im Eise eingebacken oder eingeschmolzen.

Durch den beständigen Druck der überliegenden Eismasse werden die Gesteinsbrocken der Grundmoräne allmählich immer mehr zermalmt, so daß sie einen keine Spur von Schichtung zeigenden nassen Schlamm oder feinen Sand mit zahlreichen darin eingeschlossenen Geschieben der verschiedensten

Größe und petrographischen Beschaffenheit darstellt (Fig. 456). Die Geschiebe der Grundmoräne aber werden durch den Druck des Gletschers gegen den Grund gepreßt und durch die Bewegung des Eises mit großer

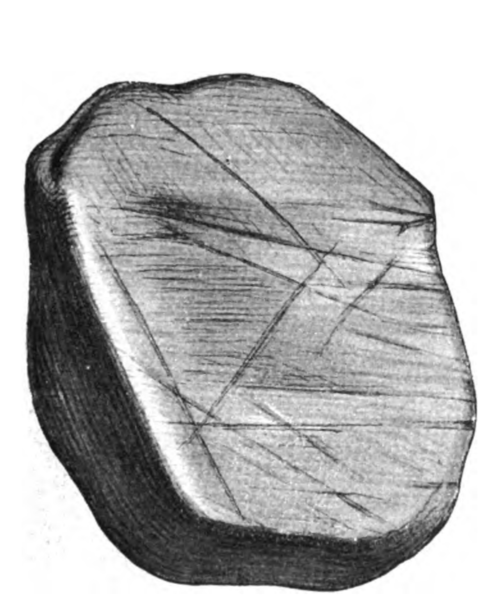


Fig. 457. Poliertes und gekritztes Glazialgeschiebe. Nach J. Geikie.



Fig. 458. Glazialgeschiebe (Obersilurkalk). Geschiebemergel von Rügen. Marburger Museum. Nach Photographie.

Gewalt langsam talabwärts geschoben, so daß sie sich, wenn das Gestein nicht allzu hart und doch dicht genug ist, mit zahlreichen feinen, aber scharfen Kritzen und Schrammen bedecken. Es sind deren gewöhnlich mehrere sich unter verschiedenen Winkeln kreuzende Systeme vorhanden, weil die zwischen



Fig. 459. Drei Facettengerölle aus der indischen Salzkette. Nach Koken und Nötling.

Gletscher und Felsgrund eingeklemmten Gesteinsstücke hier und da ihre Lage ändern (Fig. 457). Gleichzeitig erhalten sie durch Sandkörner und Schlamm, die als Poliermittel dienen, glatte, oft spiegelnde Flächen. Zumal feinkörnige harte Kalksteine zeigen Politur und Kritzung oftmals in schönster Weise. Stets aber bewahren die Geschiebe der Grundmoräne mehr oder

weniger deutlich ihre ursprüngliche eckige und kantige Gestalt, wenn auch die Ecken und Kanten mit der Zeit abgerundet werden (Fig. 457 u. 458).

Eine besondere Art von geschliffenen Glazialgeschieben stellen die sogenannten Facettengeschiebe (engl. facetted pebbles) dar. Sie sind wohl zuerst von E. Koken und Nötling[1]) in großer Menge in den jungpaläozoischen Glazialablagerungen der indischen Salzkette beobachtet worden. Gewöhnlich sind sie nur auf einer, mitunter auch auf der gegenüberliegenden Seite abgeschliffen. Seltener besitzen sie mehrere, mit scharfen Kanten aneinandergrenzende Schliffflächen, und dann können sie den durch Windschliff erzeugten Kantengeschieben (siehe S. 311) ähnlich werden. Nach den genannten Forschern sind diese Geschiebe dadurch entstanden, daß sie, ursprünglich in einer Sandlage am Boden des Eises fest eingefroren, durch die über sie hinweggehende Grundmoräne abgeschliffen wurden. Daher die gewöhnliche Einseitigkeit ihres Abschliffes. Die mehrflächigen Facettengeschiebe können nur durch Drehung der Geschiebe bei gelegentlichem Auftauen der Sandlage, in die sie eingebettet waren, entstanden sein.

Mit den indischen ganz übereinstimmende Facettengeschiebe hat später E. Philippi gelegentlich der deutschen Südpolarexpedition in den antarktischen Eisbergen gesammelt[2]). Sie kommen aber nach E. Philippi und P. G. Krause auch im norddeutschen diluvialen Geschiebemergel vor[3]). Im Glazialgebiete der Alpen sind Facettengeschiebe bisher nicht beobachtet worden.

Im Unterschiede zu den Obermoränen, die, wie schon bemerkt, manchen Gletschern fehlen können, haben alle echten Gletscher ausnahmslos eine Grundmoräne. Ihr Vorhandensein kann in zweifelhaften Fällen als entscheidender Beweis für die Gletschernatur einer Eismasse gelten; wie umgekehrt ihr Fehlen unter dem sibirischen Steineis einen gewichtigen Einwand gegen dessen Deutung als altes Gletschereis bildet.

Infolge ihrer in die Augen fallenden Eigenschaften, ihrer Feinerdigkeit, ihrer Schichtungslosigkeit[4]) und ihrer zum großen Teil polierten und geschrammten Geschiebe bildet die Grundmoräne überall, wo sie auftritt, ein Hauptmerkmal für ehemalige Vergletscherung. Große Flächen der Nordschweiz, der schwäbisch-bayrischen Hochebene und des norddeutschen Flachlands sind von einer mächtigen alten Grundmoränendecke, dem sogenannten Geschiebemergel überzogen, den die eiszeitlichen Gletscher dort zurückgelassen haben.

[1]) Koken und Nötling, Zentralbl. f. Min. usw. 1903, S. 72 u. 97.

[2]) Philippi, Zentralbl. f. Min. usw. 1904, S. 737.

[3]) Derselbe, Neues Jahrb. f. Min. 1906, I, S. 71. — Vgl. auch Koken, Zentralbl. f. Min. 1908, S. 450.

[4]) A. Heim teilt mir indes mit, daß es auch geschichtete Grundmoränenbändertone mit eingelagerten geschrammten Geschieben gibt.

Am unteren Ende des Gletschers werden alle von ihm mitgetragenen Gesteinstrümmer, sowohl die der Obermoränen als auch ein Teil der Untermoräne, ausgestoßen. Das feine Gesteinsmehl wird von den Gletscherbächen als sogenannte Gletschertrübe fortgeführt und verleiht ihnen eine charakteristische milchige Färbung. Das gröbere Material aber wird zu einem mehr oder weniger hohen[1]), gewöhnlich in flachem Bogen von einer zur anderen Talseite hinüberziehenden Blockwalle, der sogenannten End- oder Stirnmoräne aufgetürmt. Sie stellt eine Musterkarte der Felsarten des ganzen Gletschergebietes dar und besteht aus Gesteinstrümmern der allerverschiedensten Größe, die teils die scharfkantige Form der Obermoränenblöcke, teils die schwach gerundete Gestalt und die Streifung der Grundmoränengeschiebe besitzen.

Die verschiedenen im vorstehenden besprochenen Moränen lassen sich übersichtlich in folgender Weise zusammenstellen:

Bewegte oder Wandermoränen	Obermoränen	Seitenmoränen
		Mittelmoränen
	Innenmoränen	
	Grundmoränen (Untermoränen).	
Abgelagerte oder Stapelmoränen	Wallmoränen	Ufermoränen (alte Seitenmoränen)
		Längsmoränen (alte Innenmoränen)
		Stirn- oder Endmoränen
	Grundmoränendecke: alte Grundmoränen, Drumlins usw.	

Gletscherabtrag. Ganz ähnlich, wie infolge der Gletscherbewegung die Geschiebe der Grundmoräne abgeschliffen und geschrammt werden, werden auch der Felsuntergrund des Bodens und die Seitenwände des Gletschertales der Scheuerung und Abschleifung unterliegen. Es entstehen dadurch an der ganzen Unterlage des Gletschers mehr oder minder starke, oft spiegelnde Polituren und in der Richtung der Eisbewegung liegende Schrammen, die Gletscherschliffe und Gletscherschrammen. Überall, wo in den Alpen im Laufe der letzten Jahrzehnte infolge des fortgesetzten Rückzuges der Gletscher ehemals eisbedeckte Felsflächen eisfrei geworden sind, kann man solche Schliffe und Schrammen beobachten. Schöne Abbildungen davon findet man in A. Baltzer[2]) „Studien am Unteren Grindelwaldgletscher" sowie in einer älteren Abhandlung von Chamberlin[3]).

In ähnlicher Weise werden auch alle klippen- oder inselförmigen Aufragungen des Felsuntergrundes, über die der Gletscher hinweggeht, abgeschliffen und in runde flache Buckel verwandelt, die als Rundbuckel

[1]) Die große Endmoräne des grönländischen Sermiarsutgletschers ist nach Helland 183 m hoch.

[2]) Baltzer, Denkschr. d. Schweizer Naturf. Ges. 1898.

[3]) Chamberlin, 7. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. 1888.

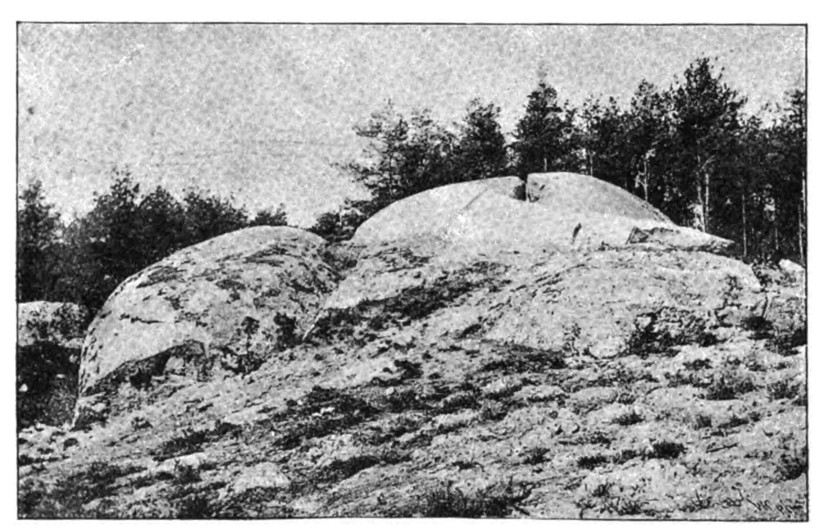


Fig. 460. Diluviale Rundbuckel (Granit). Kamenz in Sachsen.
Nach WAHNSCHAFFE, Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1909, S. 106.

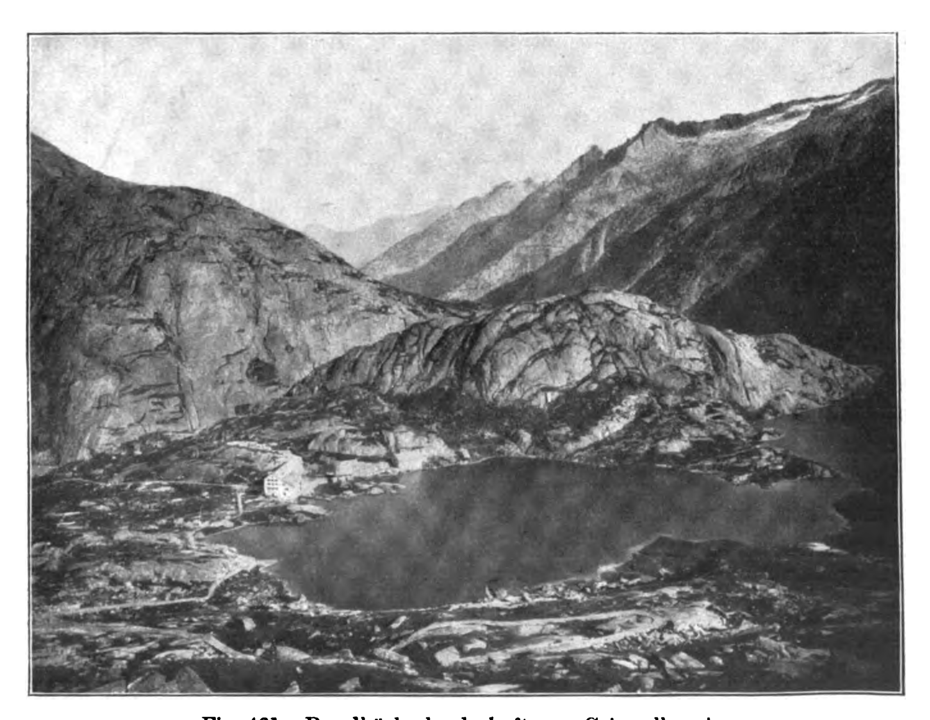


Fig. 461. Rundhöckerlandschaft am Grimselhospiz.
Der im Vordergrund (über dem Gasthaus und See) liegende, frei aus dem Tal aufragende Felsbuckel und ebenso die Talwände sind bis zu bedeutender Höhe abgeschliffen. Erst die zackigen Kammlinien rechts oben verdanken ihre Form nicht dem Eisabschliff, sondern der Verwitterung.

oder Rundhöcker oder *Roches moutonnées* bekannt sind (Fig. 460). Auf der Stoßseite pflegen sie flacher zu sein als auf der Leeseite.

Der Gegensatz zwischen den tieferen, durch Gletschertätigkeit abgeschliffenen und rundhöckerartigen Teilen der Gehänge und den höheren, rauhen, durch die Verwitterung ausgestalteten Bergabhängen macht sich überall in auffälliger Weise geltend (vgl. Fig. 461).

Bekannt sind die ausgezeichneten Granitrundhöcker in der Umgebung des Grimselhospizes; aber auch auf der Höhe des Gotthardpasses, am Unterende des unteren Grindelwaldgletschers, im NO des Gardasees und an zahlreichen anderen Punkten der Alpen finden sich treffliche Beispiele von Rundhöckerlandschaften.

Angesichts dieser in allen Gletschergebieten auf Schritt und Tritt wahrzunehmenden Abschleifungstätigkeit des Eises liegt es nahe, den Gletschern eine noch weitergehende Erosionskraft zuzuschreiben und ihnen namentlich auch eine Rolle für die Ausgestaltung der Täler, in denen sie niedersteigen, zuzugestehen.

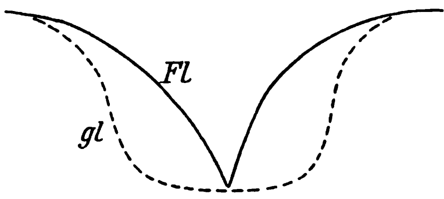


Fig. 462. Querschnitt eines durch Fluß- (*Fl*) und eines durch Gletscher- (*gl*) Tätigkeit ausgestalteten Tales.

In der Tat sind viele namhafte Forscher, wie Ramsay, Tyndall, Geikie, Helland, Penck, Brückner, Davis, H. Hess, Kilian u. a., mit Entschiedenheit für die Austiefung vieler Becken und Täler durch Gletschertätigkeit eingetreten. So sollen insbesondere die merkwürdigen Fjorde nach E. Richter, Drygalski u. a. ihre Breite, Steilwandigkeit und Trogform — gegen das Meer sind sie durch eine aus festem Gestein bestehende Schwelle begrenzt — ganz wesentlich der Gletschererosion verdanken. Dagegen wollen andere, nicht weniger gute Gletscherkenner, wie Heim, Rütimeyer, Stapff, Kjerulf, Högbom u. a., dem Eise nur ein äußerst geringes Erosionsvermögen zuerkennen.

Als Beweis dafür machen sie geltend, daß schon wiederholt Kies, Rasen, Baumstümpfe und andere, von einem vorrückenden Gletscher bedeckte Gegenstände nach einigen Jahren bei dessen Rückgange unversehrt wieder zum Vorschein gekommen seien. „Der Gletscher“, sagt Heim, „ist unfähig, selbst eine kleine Klippe in seinem Wege hinwegzuräumen.“ Die trübe milchige, von zahllosen schwebenden Teilchen herrührende Beschaffenheit der Gletscherbäche im Gegensatz zu der Klarheit anderer, nicht aus Gletschern entspringender Bäche dürfe hier nicht irre machen. Der Gletscherschlamm erzeuge zwar durch seine feine Verteilung eine starke optische Wirkung; in Wirklichkeit aber führten die Bäche nicht vergletscherter Talsysteme, die ihre Geschiebe nur periodisch fortschaffen, an einem einzigen Tage hohen

Wasserstandes mehr festes Material talabwärts als Gletscherbäche in einem ganzen Jahre[1]).

Die Überzeugung vieler Forscher, daß die Glazialerosion eine größere Rolle spielt, als von anderer Seite zugegeben wird, stützt sich auf die Formunterschiede, die zwischen Glazial- und Erosionstälern herrschen und sich in weit voneinander entfernten Ländern in gleicher Weise wiederholen sollen[2]).

Während die durch Wassererosion gebildeten Täler in ihrem Oberlauf stets die bezeichnende V-Form zeigen, sollen die durch Gletschertätigkeit



Fig. 463. Val Frisal (östlich vom Tödi, Kanton Glarus) — ein trogförmiges Glazialtal. Nach Photographie von Dr. HOECK (Freiburg).

ausgestalteten eine U- oder trogförmige Gestalt besitzen (Fig. 462), ihr Boden soll flach und verhältnismäßig breit und ihre Wände steil bis senkrecht sein, so daß das Tal ein cañonartiges Aussehen erhält.

Diese Unterschiede sollen mit der Verschiedenheit der Arbeit des Wassers

---

[1]) ALB. HEIM, Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 104. — Vgl. auch DERSELBE, Über Glazialerosion. Verh. d. zwischenvölk. Geologentagung in Stockholm 1910, I, S. 484. Stockholm 1912.

[2]) Vgl. FRÜH, Über Form und Größe der glazialen Erosion. Verh. d. Schweizer Naturf. Ges. Jahresversamml. in St. Gallen 1906. — E. DE MARTONNE, L'érosion glaciaire. Ann. de géogr. 1911. — L. DISTEL, Formen alpiner Hochtäler usw. Landeskundl. Forsch., herausgeg. von d. Geogr. Ges. München H. 13, 1912. — DAVIS-RÜHL, Erklärende Beschreibung der Landformen S. 15 u. 401 ff. Berlin 1912.

und des Eises zusammenhängen. Die fluviatile Erosion, sagt man, ist an den Fluß geknüpft und daher wesentlich an eine in der Mitte des Tales liegende Linie gebunden; die glaziale dagegen nutzt den g a n z e n Talboden ab, wirkt also mehr flächenhaft und verleiht dem Tale die bezeichnende Troggestalt[1]).

1

2

3

Fig. 464.
Umgestaltung eines durch Flußerosion gebildeten Tales (1) durch Gletschertätigkeit (2) in ein übertieftes Haupttal mit höherliegenden Nebentälern (Hängetälern) (3).
Nach W. M. Davis[2]).

Da aber die Austiefung in einem großen, von einem Hauptgletscher durchströmten Tale schneller vor sich geht als in den von schwächeren Gletschern eingenommenen Nebentälern, so bleiben die Böden der Seitentäler im Niveau mehr und mehr hinter dem Haupttale zurück und werden mit einer allmählich immer höher werdenden Stufe in das Haupttal abfallen. Die Höhe der Stufe, die in manchen Alpentälern mehrere

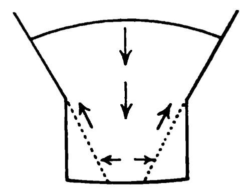


Fig. 465. Entstehung eines Trogtales durch „seitlich quellende“ Eisbewegung. Nach v. Drygalski.

[1]) Eine wesentliche Rolle schreibt dabei v. Drygalski (Die Entstehung der Trogtäler zur Eiszeit. Petermanns Geogr. Mitteil. 1912, S. 8) der auch durch Beobachtung festgestellten Tatsache zu, daß das Gletschereis am Boden von der Mittellinie nach den Seiten drängt, hier die Talgehänge untergräbt und dadurch die Trogform schafft.

[2]) Davis, Vortrag vor der British Association in Kapstadt, Aug. 1905, u. Scottish Geogr. Mag. 1906 (Februarheft).

hundert Meter beträgt, wird als Maßstab für den Unterschied in der Erosionskraft von Haupt- und Seitengletschern betrachtet.

Man hat solche in höherem Niveau ins Haupttal mündende und steil zu diesem abfallende Nebentäler Hängetäler genannt. Ihre Bäche stürzen gewöhnlich in Wasserfällen über die sie vom Haupttal trennende Stufe fort (Gießbach-, Staubbach-, Reichenbachfälle usw.) oder haben sich (wie der Trümmelbachfall oberhalb Lauterbrunnen, die Abflüsse des Rosenlaui- und Unteren Grindelwaldgletschers usw.) tief in sie eingeschnitten. Die Vertiefung des Haupttales aber unter das Niveau der Nebentäler ist von A. Penck als Übertiefung bezeichnet worden. Sie gilt, ebenso wie die Trogform der Täler, als eine bezeichnende Erscheinung in allen ehemals vereisten Gebirgen. Die Abbildungen Fig. 464 1—3 sollen zeigen, wie — den Anschauungen von Davis u. a. zufolge — ein ehemaliges Erosionstal durch Eisarbeit umgestaltet wird.

Demgegenüber muß indes betont werden, daß ein so ausgezeichneter und erfahrener Alpen- und Gletscherkenner wie Alb. Heim das Vorhandensein von Trogtälern in den Alpen und anderen jetzt oder ehemals vergletscherten Gebirgen durchaus in Abrede stellt. Seiner Überzeugung nach gäbe es kein in reinen Felsgrund eingesenktes rundsohliges Tal mit Gletscherschliffen. Der untere Bogen des U wäre nichts als eine perspektivische, durch Schuttkegel und Schutthalden bewirkte Täuschung[1]). Die Übertiefung des Haupttales aber erklärt Heim einfach daraus, daß der Hauptfluß schneller erodiert als die schwächeren Nebentäler[2]).

Als eine weitere Eigentümlichkeit glazialer Täler werden quer verlaufende Felsriegel sowie frei über den Talboden aufragende Felsbuckel

---

[1]) Vgl. auch Stiny (Taltröge. Petermanns Geographische Mitteilungen 1912, S. 247), der Heim durchaus recht gibt.

[2]) Zuletzt hat A. Heim seine Einwürfe gegen die Annahme stärkerer Erosionswirkungen durch Gletschertätigkeit zusammengefaßt in seiner „Geologie der Schweiz", Bd. I, S. 356 bis 379, 1917, im Abschnitt: Vergleichendes über Fluß- und Gletscherwirkung.

Die verhältnismäßige Geringfügigkeit der Gletschererosion im Vergleich mit der Flußerosion geht nach Heim daraus hervor, daß 1. alle tiefen und übertieften Täler solche sind, denen ihr Fluß durch das ganze Diluvium und auch besonders in den Interglazialzeiten treu blieb; 2. daß alle Täler, die ihre Flüsse vor dem jüngeren Diluvium verloren, in der Vertiefung zurückgeblieben sind, obwohl sie während der größten und letzten Vergletscherung Hauptstromwege des Eises waren; 3. daß die tiefsten Talrinnen während des Hauptinterglazials ausgespült und dann vor Ankunft des Gletschers mit Hochterrassenschotter ausgefüllt wurden, über den die beiden letzten Vergletscherungen fortgegangen sind, ohne diese Rinnen auszuräumen. Die unter Schutt oder Wasser liegende „Übertiefung" so vieler Täler kann demnach keine Gletscherarbeit sein, sondern muß mit einer regionenweisen Gefällsabnahme und rückläufigen Einsenkung jener Täler zusammenhängen.

und Inselberge betrachtet. Der steile die Feste Kufstein tragende Hügel im Inntale, die breite Bergmasse des Monte Brione am Oberende des Gardasees bei Riva, die hohe sich aus dem Iseosee erhebende Felsinsel der Isola, der Monte Orfano unweit Baveno usw. werden als Beispiele solcher von der Glazialerosion unangetastet gelassener Aufragungen genannt.

Mit wenigen Worten seien endlich noch die im Gebiete heutiger und ehemaliger Vergletscherung sehr häufigen Kare[1]) und die ihnen verwandten Kar- oder Felsbeckenseen erwähnt. Die Kare stellen steile nischenförmige Einbuchtungen im Gehänge dar, die Karseen dagegen geschlossene,



Fig. 466. „Schneegrube" im Riesengebirge, ein eiszeitliches Kar. Davor ein moränenartiger Schuttwall. Oben rechts die „Baude".

meist wassererfüllte beckenförmige Austiefungen in festem Gestein. Beide sind in den Alpen und anderen Hochgebirgen eine häufige, immer an die Nähe der Schneeregion gebundene Erscheinung. Beide kommen aber vereinzelt auch in Mittelgebirgen (Tatra, Schwarzwald [vgl. Feldsee, Fig. 429, S. 553], Harz [„Steile Wand", westlich vom Torfhause], Riesengebirge [Fig. 466] usw.) vor und sind dann beredte Zeugen für deren ehemalige Vergletscherung.

Mit Löwl, Kilian u. a. kann man Kare und Karseen als alte Regensammler bzw. Sammelbecken von Sturzbächen in amphitheatralischen Tal-

[1]) E. Richter, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Geogr. Mitteil. Erg.-Heft 132, 1900. — Vgl. auch Salomon, Neues Jahrb. f. Min. 1900, II, S. 117.

anfängen (nach Art des Cirque de Gavarnie, Fig. 392, S. 511) deuten, die durch nachfolgende Eiswirkung abgeschliffen und in Halbkessel und Becken umgewandelt wurden.

Verbreitung der Gletscher. Die Entstehung größerer Gletscher wird besonders durch ansehnliche Niederschlagsmengen und durch kühle Sommer begünstigt. In dritter Linie erfordert sie eine zur Fortbewegung der angehäuften Schnee- und Eismassen ausreichende Bodenneigung. Diese braucht übrigens nur sehr gering zu sein, da nach v. Drygalski[1]) bei der außerordentlichen Bewegungsfähigkeit des Eises schon Neigungen von 1′ eine Fortbewegung ermöglichen.

Aus den angegebenen Gründen sind alle außerhalb des Polarkreises liegenden Gebiete mit tief hinabreichenden Gletschern zugleich Gegenden mit ausgesprochenem Seeklima: so Norwegen, so das südliche Chile, Neuseeland, Alaska usw. Auch unsere Alpen verdanken ihren Gletscherreichtum neben ihrer Höhe besonders der großen Feuchtigkeit, welche die von Afrika kommenden und sich über dem Mittelmeere mit Wasserdampf sättigenden Winde mitbringen.

Die Gletscher der Alpen, der gewaltigen zentralasiatischen Gebirge und der neuseeländischen Hochgebirge gehören einem und demselben Typus an, den Heim den alpinen nennt. Bezeichnend sind für ihn die Scheidung der Firnmulden benachbarter Gletscher durch scharfe Kämme, die Beckenform jener Mulden und die lange zungenförmige Gestalt der Gletscherströme.

Diesem Typus steht gegenüber der norwegische oder Alaskatypus. Er ist dadurch ausgezeichnet, daß eine Mehrzahl von Gletschern nur ein einziges Firnfeld von oft sehr großer Ausdehnung und flacher bis tafelförmiger Gestalt besitzt, von dem aus die einzelnen Gletscher nach verschiedenen Seiten als kurze breite Ströme in die Täler niedersteigen. Diesem Typus folgen außer dem norwegischen (Fig. 467) auch die Gletscher von Spitzbergen und Novaja Semlja, die grönländischen Randgletscher, die großen Gletscher von Alaska u. a.

Als ein dritter könnte endlich der grönländische oder Inlandeistypus betrachtet werden.

Die Alpen sind eines der stärkstvergletscherten Gebirge der Erde. Die Zahl ihrer Ferner beträgt etwa 2000. Sie nehmen zusammen eine Fläche von etwa 3800 qkm ein. Der längste, der Aletschgletscher, ist $26^1/_2$ km lang, 2 km breit und hat einen Flächeninhalt von 115 qkm, während der größte Gletscher der Ostalpen, die Pasterze, bei einem Inhalt von 32 qkm nur 10 km lang ist. Kein Alpengletscher reicht unter 1100 m Meereshöhe hinab.

---

[1]) v. Drygalski, Neues Jahrb. f. Min. 1890, II, S. 163.

Weitaus die größten Gletscher finden sich in den Hochgebirgen Zentralasiens. So sind im Himalaya solche von 25 bis über 60 km Länge keine Seltenheit. Auch im Tienschan und Karakorum kommen ebenso riesige Gletscher vor. Sie steigen bis 3000 m hinab, während die Waldregion bis 3500 m hinaufreicht.

Von anderen asiatischen Gebirgen weist noch der Kaukasus viele große Gletscher auf. Die größten werden etwa 14 km lang und reichen bis 1700 m hinab.

Sehr gletscherreich sind die neuseeländischen Alpen. Ihre Gletscher erreichen bis 30 km Länge (Tasmangl.) und gehen auf der Nordwestseite fast bis 200 m, bis in die Gebiete üppigster subtropischer Vegetation hinab, während die Gletscher der Südostseite nur bis 800 oder 730 m absteigen.

Stark vergletschert ist auch, wie schon erwähnt, der Westabhang Südchiles nebst Feuerland. Die der norwegischen ähnliche Küste weist zahlreiche mit großen Gletschern erfüllte Fjorde auf. Auf Feuerland erreichen diese das Meer.

Die südamerikanischen Anden dagegen besitzen trotz ihrer Höhe nur wenige und unbedeutende Gletscher.

Unter den Gletschern der Tropenzone sind besonders die der zentralafrikanischen Vulkanriesen, des Kilimandscharo, des Kenia und Runsoro bemerkenswert. Nur einer der Gipfel des erstgenannten Berges, der 6100 m hohe Kibo, ragt in die Schneeregion hinein und trägt eine nach allen Seiten Gletscher aussendende Firnkappe. Auf der feuchten Südwestseite gehen diese Gletscher bis 4000 m hinab. Der Kenia besitzt 15 Gletscher, von denen aber nur einer 1,5 km Länge hat. Gegenwärtig reichen sie bis 4700, ehedem bis 3900 m hinab.

Unter den in höherer Breite gelegenen Ländern der nördlichen Halbkugel besitzt Skandinavien bei seinem infolge des Golfstromes sehr feuchten Klima und seiner nördlichen Lage zwar ebenfalls zahlreiche ansehnliche Gletscher und die Gesamtgröße des vergletscherten Gebietes übertrifft sogar mit etwa 5000 qkm das der Alpen; dennoch erreichen die skandinavischen Gletscher nicht die Größe der alpinen. Einer der größten ist der zur Justedalsgruppe gehörige Lodalgletscher mit 8 km Länge und $^3/_4$ km Breite. Entsprechend der höheren Breite des Landes gehen die skandinavischen Gletscher viel tiefer hinab als die alpinen; einer, der Svartisen (Fig. 467), erreicht sogar fast das Meer.

Auch Island, Spitzbergen und Novaja Semlja sind infolge ihres feuchten Klimas und ihrer hohen Breite stark vergletschert.

Von Island sind nicht weniger als 13 400 qkm, d. h. fast ein Fünftel der ganzen Insel vereist, wenn auch keiner seiner Gletscher das Meer erreicht. Vulkanische und Gletschertätigkeit liegen auf Island in beständigem Kampfe

miteinander. Bei Ausbrüchen bilden sich ungeheure Massen von Schmelzwasser, die beladen mit Schlacken, Steinen und Schlamm, sich als verheerende Ströme in die Täler ergießen. Infolge von Aschenregen entstehen merkwürdige Wechsellagerungen von Aschen und Firn.

Die Inselgruppen Spitzbergen und Novaja Semlja — und in noch höherem Grade das zwischen 80 und 82° n. Br. gelegene Franz-Josephs-Land — sind nur an der Küste eisfrei, während fast das ganze



Fig. 467. Ansicht des Svartisen als Typus eines skandinavischen Gletschers. Steigt fast bis ans Meer hinab, bleibt aber durch eine große Endmoräne davon getrennt. Aus REUSCH, Det nordlige Norges geologi, 1892[1]).

Innere mit einer mächtigen Firndecke überzogen ist, die in allen Tälern stattliche Gletscher abwärts sendet.

Nach einer freundlichen Mitteilung TH. TSCHERNYSCHEWS sind bei im allgemeinen ständigem Eisrande einzelne Gletscher Spitzbergens in lebhaftem Vorschreiten begriffen. Sie zeichnen sich schon äußerlich durch ihre stark zerklüftete Beschaffenheit und das Abstoßen von Eisbergen aus, während im Rückzug befindliche Gletscher umgekehrt eine ebene zusammenhängende Oberfläche zu besitzen pflegen.

[1]) Der nach Photographie angefertigte Druckstock wurde mir von Herrn Prof. REUSCH gütigst zur Verfügung gestellt.

Auch die Randzone Grönlands weist viele echte Gletscher auf.

Sehr zahlreiche und gewaltige Gletscher — weitaus die größten von ganz Nordamerika — finden sich im äußersten NW des Erdteils, auf der Halbinsel Alaska. Der in die Glacier Bay mündende Muirgletscher nimmt allein mehr als 1200 qkm, der vom 5500 m hohen Eliasberge her gespeiste Malaspinagletscher (bei einer Länge von etwa 100 und einer Breite von 50—60 km) gar 5000 qkm (also erheblich mehr als die gesamte vergletscherte Fläche unserer Alpen) ein[1]). Die Bewegung hat am Rande dieser gewaltigen Eismassen so gut wie aufgehört. Der sie bedeckende Moränenschutt ist mit üppigstem Urwalde bestanden.

Die Hochgebirge des übrigen Nordamerikas, die Sierra Nevada, das Felsengebirge usw. tragen infolge ihres trockenen Klimas nur unbedeutende Gletscher.

Mit wenigen Worten seien hier noch die sogenannten toten Gletscher berührt. Es sind Reste von ehemals ausgedehnteren, jetzt im Absterben begriffenen, ihrer Verbindung mit dem Firnfelde beraubten und dadurch bewegungslos gewordenen Eisströmen. Sie kommen begreiflicherweise namentlich in Gebieten mit austrocknendem Klima, wie in Turkestan und Daghestan vor (Murkargletscher in Daghestan)[2]). Aber auch manche „tote“ Eistafeln der Antarktis sowie gewisse kleinere bewegungslose gletscherähnliche Eismassen Novaja Semljas könnten eine ähnliche Entstehung haben.

Die wegen ihrer Unbeweglichkeit wohl ebenfalls als tot bezeichneten Schneewehengletscher der Randgebiete Grönlands sind schon früher (S. 573) erwähnt worden.

Schwankungen der Gletscher[3]). Im obigen ist bereits mehrfach von Schwankungen im Stande der Gletscher, von gelegentlichen Vorstößen und Rückzügen die Rede gewesen. Bei manchen Gletschern, wie dem Vernagt-

---

[1]) R. S. TARR, The Yakutat Bay region, Alaska. U. St. Geol. Surv., Prof. paper 64, 1909. — Vgl. auch Guide book Nr. 10 der Exkursionen der zwischenvölk. Geologentagung in Kanada. Ottawa 1913. — Eine prächtige Reliefkarte des Malaspinagletschers, angefertigt (1908) von Prof. Lawrence Martin (von der Universität Wisconsin) in 1 : 80 000, ohne Überhöhung, befindet sich im alpinen Museum zu München. Ebendort ist auch ausgestellt eine nach diesem Relief als Vorbild von den Herren Prof. FINSTERWALDER und v. KLEBELSBERG angefertigte Reliefkarte des Alpengebietes im Süden von München während der Würmeiszeit (1 : 75 000, ohne Überhöhung), den Inntalgletscher und seine Umgebung darstellend.

[2]) LAMANSKY, Das Absterben der Gletscher und die Eiszeit. Zeitschr. f. Gletscherkunde VIII, S. 175, 1914.

[3]) E. RICHTER, Geschichte der Schwankungen der Alpengletscher. Zeitschr. d. Deutsch-Österr. Alpenvereins 1891. — F. A. FOREL, Variations périodiques des glaciers. Arch. scienc. phys. et nat. Genève 1900. — FINSTERWALDER, Theorie der Gletscherschwankungen. Zeitschr. f. Gletscherk. 1907, S. 82.



ferner, treten diese Änderungen aus noch nicht bekannten Ursachen ganz plötzlich und unvermittelt ein; bei den meisten aber vollziehen sie sich mit ziemlicher Regelmäßigkeit. So läßt sich fast bei allen eine winterliche Anschwellung erkennen, die jedenfalls mit dem Stillstehen der Abschmelzung während des Winters zusammenhängt.

Außer diesen jahreszeitlichen Schwankungen geben sich aber bei allen Gletschern noch andere größere zu erkennen, die sich in einem starken Vorrücken während einer längeren Reihe von Jahren und einem darauffolgenden Rückzuge äußern und sich in Perioden von durchschnittlich 35 Jahren vollziehen. Dabei hat sich ergeben, daß der Rückzug der Gletscher längere Zeit erfordert als der Vorstoß. Zu jenem sind durchschnittlich 30 Jahre nötig, zu diesem nur 10. In der Regel tritt der Rückzug zuerst bei den kleinen

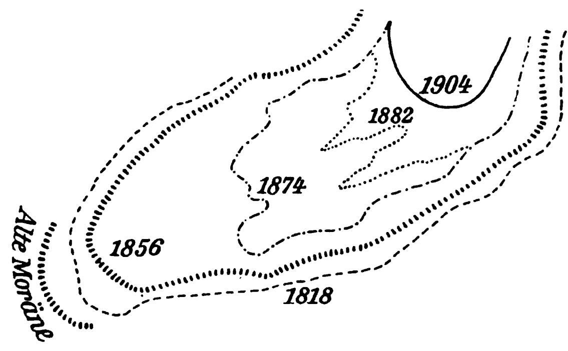


Fig. 468. Allmählicher Rückgang des Rhonegletschers seit 1818. Nach A. Heim und Supan.

Gletschern ein. Er macht sich besonders in der verstärkten Abschmelzung des Unterendes bemerklich, hat aber zugleich eine Abnahme der Eisdicke des gesamten Gletscherkörpers zur Folge.

Im allgemeinen tritt der Vorstoß und Rückzug bei allen Gletschern zu gleicher Zeit ein; indes kommen bei sehr verschiedener Größe der Gletscher Abweichungen von einigen Jahren vor.

Da die langperiodischen Gletscherschwankungen alle Gletscher der Erde betreffen und gleichzeitig auf der Nord- und Südhalbkugel der Erde eintreten, so darf man wohl mit Brückner annehmen, daß sie mit den von ihm nachgewiesenen periodischen Änderungen des Klimas, dem Wechsel feucht-kühler und trocken-warmer Jahresreihen (S. 353, 545) zusammenhängen. Außer der 35jährigen Brücknerschen Periode aber scheinen die Gletscher noch Schwankungen von längerer unbekannter Zeitdauer unterworfen zu sein[1]).

[1]) Harry Reid, Variations of glaciers. Journ. of Geol. 23, S. 48, 1915.

Die nachstehende Tabelle[1]) gibt die Jahre an, in welchen in den letzten Jahrhunderten in den Alpen und anderwärts ein allgemeines großes Vorrücken und umgekehrt ein großes Schwinden der Gletscher beobachtet worden ist.

Großes Vorrücken:	Großes Schwinden:
1595—1610	—
1677—1681	—
1710—1716	1750—1767
1760—1786	1800—1811
1811—1822	1822—1844
1840—1855	1855—1870
1870—1888	Rückzug bis 1910 (?)

Auffällig ist die lange Dauer der letzten rückgängigen Bewegung der Alpengletscher, die mehrere Jahrzehnte über angehalten hat und auch durch die feuchte Periode um 1880 herum kaum beeinflußt worden ist. Erst in den allerletzten Jahren scheint sich bei den westalpinen Gletschern wieder eine Neigung zum Vorrücken geltend zu machen. Außerhalb der Alpen, in Norwegen, auf Spitzbergen, in Grönland und Nordamerika, ist schon seit Jahrzehnten ein anhaltender Rückzug der Gletscher und Firnfelder wahrzunehmen, der vielleicht auch heute noch nicht abgeschlossen ist[2]).

2. Binnen- oder Inlandeis.

Wie wir gesehen, sind in den Polarländern, wie auf Spitzbergen und Grönland, vereinzelt noch echte Gletscher vorhanden; in der Hauptsache aber ist die Vereisung dieser Gebiete eine andere: es herrscht hier der „grönländische Eistypus“, das Binnen- oder Inlandeis.

---

[1]) Nach ALB. HEIM, Handbuch der Gletscherkunde S. 509.

[2]) Noch die Beobachtungen im Jahre 1908 haben für die große Mehrzahl der Schweizer Gletscher einen neuen, zum Teil bedeutenden Rückgang ergeben. So verkürzte sich z. B. der Obere Grindelwaldgletscher um 34, der Unteraargletscher um 29, der Morteratschgletscher um 20, der Fornogletscher um 25 m. Seit 1900 ist der große Aletschgletscher um volle 117, der Gornergletscher um 44, der Zanfleurongletscher um 186 m zurückgegangen (BRÜCKNER, Zeitschr. f. Gletscherk. 1910, 4, S. 161). Seit 1910 scheint indes, wenigstens in der Schweiz, der Rückzug aufgehört und einem, wenn auch zunächst nur schwachen Vorstoßen der Gletscher Platz gemacht zu haben. Der ungewöhnlich heiße Sommer 1911 hat diese Vorwärtsbewegung zwar unterbrochen, sie aber nicht aufgehoben (Eclog. geol. Helv. 1915, Bd. 13, S. 568). — Im Juni 1919 schrieb mir Herr Prof. HEIM, er käme gerade zurück vom Besuche der Grindelwaldgletscher, die nach 60jährigem Rückgang wieder vorzustoßen anfingen. Der Obergrindelwaldgletscher sei bereits volle 100 m vorgerückt, seine Bewegung betrage 2 cm in der Stunde. Tannen würden ausgerissen, Blöcke fortgerollt, Moränen überfahren. Das Unterende des Gletschers sei hoch aufgewölbt und das Eis schiebe sich frei vorragend wie ein überhängendes Dach vor.

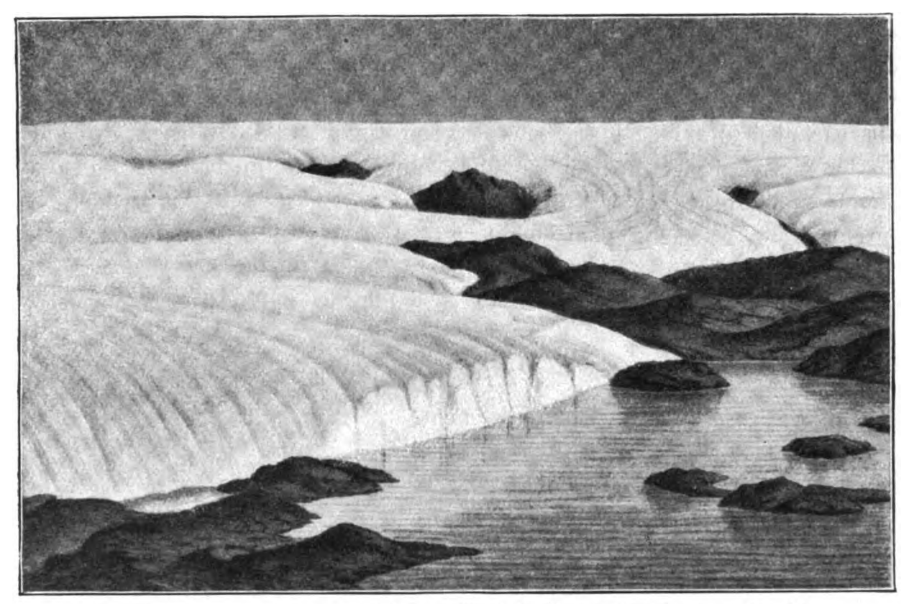


Fig. 469. Nunataks im Landeise. Östlich Pingut in Westgrönland[1]).

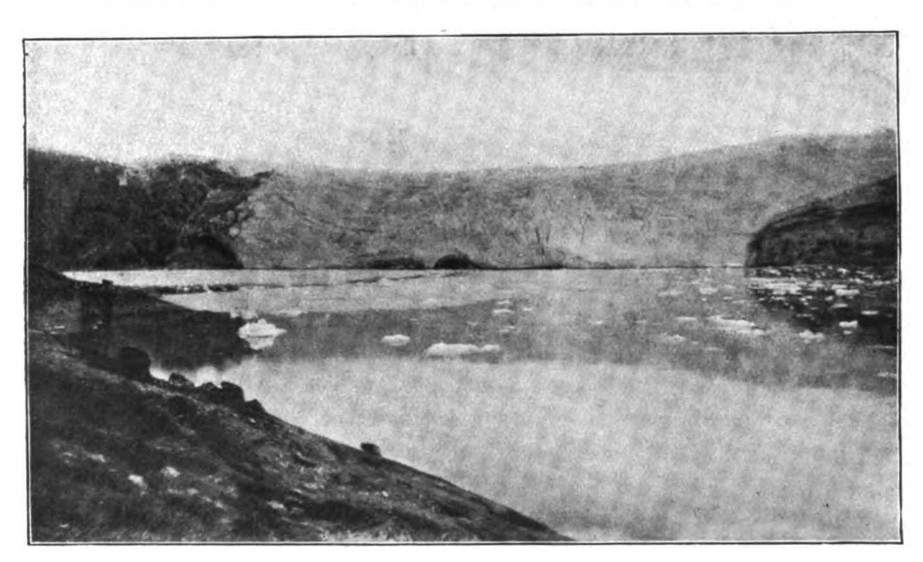


Fig. 470. Gletscherende des Upernivik-Eisstromes in Westgrönland (73. Grad n. Br.)[1]). Nach Photographie.

a) **Nordpolargebiet.** In ausgezeichneter Weise ist diese Form der Eisbedeckung in Grönland[2]) entwickelt. Das ganze Innere des riesigen,

[1]) Beide Abbildungen sind mit gütiger Erlaubnis des Herrn Dr. STEENSTRUP (Kopenhagen) den „Meddedelser on Grönland“ VIII, 1888 entnommen.

[2]) v. NORDENSKJÖLD, Grönland. Leipzig 1881. — F. RINK, Grönlands Eisland.

etwa $1^1/_2$ Mill. qkm umfassenden Landes ist mit einer zusammenhängenden, an 1000 m dicken Eisdecke überzogen, die Berg und Tal verhüllend, sich von ihrem Nährgebiete aus — über 3000 m hohen Gebirgen an der Ostküste — allseitig nach der Peripherie bewegt. Der Rand des Inlandeises, das außer an der Westküste fast überall dem Meer ganz nahe kommt, verläuft im ganzen ziemlich geradlinig; nur in den großen in die Küste einschneidenden Talfurchen, den Fjorden, springen einzelne Ausläufer der Eisdecke in Gestalt breiter Eisströme über den allgemeinen Eisrand hinaus ins Meer vor.

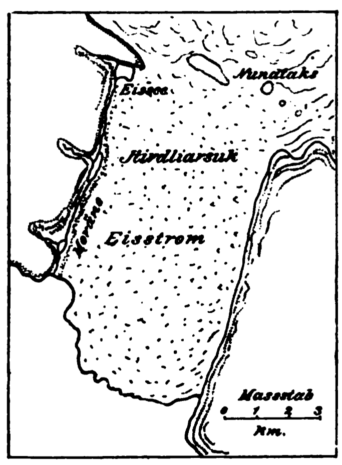


Fig. 471. Kärtchen des Itivdliarsukgletschers auf Grönland. Nach v. Drygalski.

Diese vorspringenden Eisströme besitzen alle Merkmale echter Talgletscher. Sie treten mitunter in größerer Zahl nebeneinander auf; so in der Umgebung des Umanakfjords auf eine Küstenerstreckung von nur 100 km nicht weniger als 23. Zu diesen Randgletschern gehört auch der große 60 km lange Frederikshaabgletscher, der in einer Breite von 19 km ins Meer tritt, während seine Endmoräne einen 5 km breiten deltaförmigen Vorsprung der Küste bildet. Der größte der grönländischen Gletscher aber scheint der gigantische, zwischen 79 und 80° n. Br. gelegene Humboldtgletscher zu sein, der in einer Breite von 150 km ins Meer mündet.

Früher waren uns nur die randlichen Teile des grönländischen Inlandeises bekannt; erst die berühmte Durchquerung des Landes durch Nansen hat uns auch über die Beschaffenheit des Innern Aufschluß verschafft.

Vom Rande aus steigt das Eis zuerst mit starker Wölbung, dann immer allmählicher und in einiger Entfernung kaum mehr merklich an. Während es in der Nähe des Randes von zahlreichen großen Spalten durchsetzt und vielfach von hervorragenden Klippen, sogenannten Nunataks (siehe Fig. 469) unterbrochen wird, hören in einiger Entfernung von der Küste Nunataks und Spalten gänzlich auf: das Eis stellt eine kluftlose flachwellige bis nahezu ebene Masse dar. Auch die zahlreichen der Randregion eigentümlichen Bäche und Flüsse, die im Sommer durch die Ablation des Eises entstehen

---

Petermanns Geogr. Mitteil. 1888 u. 1889. — F. Nansen, Auf Schneeschuhen durch Grönland. Leipzig 1889. — v. Drygalski, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1892. — Mohn und Nansen, Durchquerung Grönlands. Petermanns Geogr. Mitteil. 105. Erg.-Heft, 1893. — v. Drygalski, Die Grönlandexpedition der Berliner Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1897. — O. Nordenskjöld, Die Polarwelt. Leipzig 1909, Teubner. — J. P. Koch und A. Wegener, Glaziologische Beobachtungen der Danmark-Expedition nach Grönland. Kopenhagen 1911.

und als reißende Ströme in metertiefen Rinnen fließen (Fig. 473), verschwinden nach dem Innern zu mehr und mehr. Die Oberfläche der endlosen Eiswüste besteht hier ganz aus trockenem Schnee. Auf dem Boden mag freilich das Eis unter dem Einfluß der Erdwärme auch im Innern des Landes einer starken Abschmelzung unterliegen. Denn selbst im Winter sah Nansen unter der Eisdecke große Wasserströme hervortreten, die infolge großen Druckes örtlich als Springbrunnen emporsprudeln.

Den Untergrund der Binneneisdecke hätte man sich nach Nansen als ein Bergland von der Oberflächenbeschaffenheit Norwegens vorzustellen.

Ein augenfälliger, übrigens leicht verständlicher Unterschied des Binneneises von den echten Gletschern liegt in dem völligen Mangel von Ober-

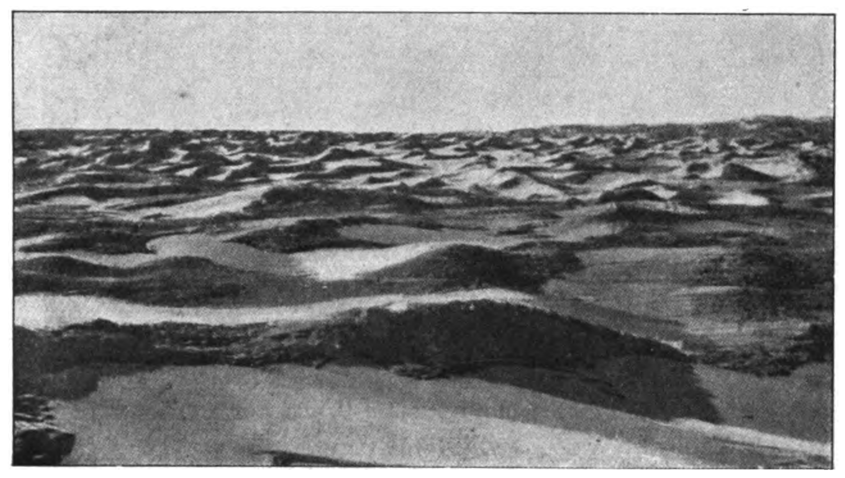


Fig. 472. Schmelzhöcker auf schwimmendem Inlandeise. Nach Photographie von A. Wegener.

moränen. Ohne irgendwelche Verunreinigung durch Gesteinsschutt dehnt sich die riesige, blendend weiße Eisdecke nach allen Seiten aus. Nur in der Nähe der Küste, in der Nachbarschaft der Nunataks, besonders an den Rändern der stromartigen Ausläufer des Eises in den Fjordtälern, trifft man Seitenmoränen (Fig. 471) an. Um so mächtiger aber ist beim Inlandeise die Grundmoräne entwickelt.

In allem übrigen stimmt das Landeis Grönlands, Spitzbergens usw. vollständig mit demjenigen der echten Gletscher überein. Es besitzt nicht nur die bezeichnende Kornstruktur, sondern auch die Blaubänderung. Die Bewegung des Eises scheint im Innern langsam zu sein, nimmt aber nach dem Rande hin zu und kann in den Fjordtälern im Sommer bis über 20 m im Tage steigen. So maß Helland am Jakobshavngletscher 15—22, Drygalski im Durchschnitt 10 m täglich; ebenso der Erstgenannte am Itivdliarsuk 5—20, am Store Karajak 7—12 m in 24 Stunden.

Schwimmende Eismassen, wie sie aus dem antarktischen Gebiete schon seit einiger Zeit bekannt sind, sind im Nordpolargebiet erst durch die grönländische Danmark-Expedition von 1906—1908 nachgewiesen worden. Eine solche ist von KOCH und A. WEGENER aus der Jökelbucht der ostgrönländischen Küste (zwischen 78 und 79° n. Br.) beschrieben worden. Diese Eismasse ist horizontal geschichtet, von zum Teil über 30 m tiefen und bis 50 km langen Spalten durchzogen, enthält kleine Moränenreste und be-



Fig. 473. Flußrinne und Wasserfall im Binneneise des Storefjord (Spitzbergen). (Nach einer Aufnahme der russischen Gradmessungsexpedition.)

findet sich noch in fortschreitender Bewegung nach O. Ihre Oberfläche ist ebenso wie die des festländischen Binneneises mit zahllosen Schmelzhöckern bedeckt (Fig. 472).

Es sei schließlich noch bemerkt, daß OTTO NORDENSKJÖLD das grönländische Inlandeis nur als Überbleibsel einer ehemaligen kälteren Eisperiode betrachtet[1]).

b) **Südpolargebiet**[2]). Ganz andere Verhältnisse wie in der Nordpolarregion herrschen im antarktischen Gebiete. Am Nordpol liegt ein weites offenes Meer, welches allseitig von Land umgeben ist, das nur auf Grönland und in Norwegen zu größerer Höhe ansteigt; am Südpol dagegen finden wir ein hohes, rings vom Meere umspültes Festland von der doppelten Größe Australiens. Dieses Festland, die Antarktis, liegt in ihrem ganzen

[1]) NORDENSKJÖLD, Einige Züge der physikalischen Geographie und Entwicklungsgeschichte Südgrönlands. Geogr. Zeitschr. XX, 1914.

[2]) DRYGALSKI, Zum Kontinent des eisigen Südens. Berlin 1904. — NORDENSKJÖLD, Antarktis. Handb. d. region. Geol. VIII, 6. Heidelberg 1913.

Umfange in der nivalen Klimazone und steht deshalb völlig unter der Herrschaft des ewigen Eises.

Die die Antarktis überziehende Eisdecke nimmt eine Fläche von $11^1/_2$ bis 13 Mill. qkm, d. h. ungefähr das Siebenfache des grönländischen Landeises ein und stellt damit weitaus das größte gegenwärtig vorhandene Beispiel von Binneneisbildung dar. Leider ist das Innere noch immer ungenügend bekannt. Zwar konnte schon J. Ross 1842 bis zum 78. Breitengrade vordringen, und von den neuesten, in den ersten Jahren dieses Jahrhunderts ausgeführten Südpolarexpeditionen glückte es der englischen sogar bis über den 82. Grad s. Br. hinauszugelangen. Ihr wie auch den gleichzeitigen Entdeckungsreisen der Deutschen, Franzosen, Schweden und Schotten verdanken wir eine Reihe wichtiger Feststellungen; dennoch stellt die Antarktis noch immer eine Art Terra incognita dar.

Bereits vom 50. Grade, also von der Breite von Norddeutschland an, ist infolge der überaus kühlen Sommer alles Land stark vergletschert. So schon das unter dem 48. bis 50. Grade liegende Kerguelen, die unter dem 54. Grade gelegene Bouvetinsel, Südgeorgien usw., und das unter dem 63. bis 70. Grade liegende Grahamland ist fast in seinem ganzen Umfange mit Inlandeis bedeckt, welches nur die steilsten Abhänge und einige kleine Inseln frei läßt[1].

Die Antarktis selbst darf man sich als ein bis zum Pol reichendes Festland vorstellen, das nach den neuesten Entdeckungen schon unter dem 82. Grade Höhen von 3000—3600 m aufweist. Das dieses gewaltige Land überziehende Binneneis stellt eine einheitliche, überall ganz schwach nach S ansteigende Masse von im allgemeinen tafelförmiger Gestalt, eine nur von kleinen Unebenheiten durchzogene flachwellige Eistafel dar. Sie ist von Nunataks wie auch von Spalten vollständig frei und wird meist von hartem Firnschnee bedeckt, der ganz unvermittelt auf massigem blauem Eis aufruht. An manchen Stellen — wie in dem (unter dem 100. Grade östl. Br. gelegenen) von der deutschen Expedition erforschten Kaiser-Wilhelm-II.-Lande, auf dem (südlich von den Süd-Orkney-Inseln liegenden) Coatslande usw. — reicht das Inlandeis bis ans Meer, gegen das es mit hohem Steilabfalle abbricht. An anderen Stellen — wie im Viktorialande (160. Grad östl. Br.) — bleibt die eigentliche Binneneistafel vom Meere durch eine bis über 100 km breit werdende Zone getrennt, die aus Bergen von wechselnder Höhe und dazwischenliegenden Ausläufern des Binneneises besteht. Gleich denen am Rande des grönländischen Landeises besitzen diese Ausläufer vollständig die Gestalt von Talgletschern.

Eine bemerkenswerte, mehrfach beobachtete Erscheinung des antarktischen Gebietes sind ihres Zusammenhangs mit dem Binneneis beraubte

[1]) J. Gunnar Andersson, On the geology of Graham Island. Bull. Geol. Inst. Upsala VII, 1906.

und dadurch bewegungslos gewordene „erloschene“ oder „tote“ Gletscher. Der große Ferrargletscher auf Viktorialand bietet dafür ein gutes Beispiel.

Noch weit großartiger aber ist die zuerst vom Kapitän Ross beobachtete, unter dem 78. Breitengrade im S des Ross-Meeres liegende, vom Vulkan Terror aus in ost-westlicher Richtung auf fast 30 Längengrade verfolgte, überall steil gegen das Meer abstürzende Eistafel: die große Eisbarriere oder das „Barriereeis“. Nach den Ergebnissen der englischen Südpolarexpedition (Schiff „Discovery“, Kapitän Scott) erscheint es unzweifelhaft, daß diese ganze, 50 m hoch über den Seespiegel aufragende Tafel eine auf tiefem Meere schwimmende, sich wie ein Gletscher bewegende Masse darstellt. Nach Scott wäre sie der letzte Rest einer ehemaligen viel mächtigeren Eisdecke, die das Ross-Meer bis zu 1000 m Tiefe ausfüllte. Als später das Klima milder wurde, zog sich eine allmählich immer dicker werdende Wasserschicht unter das nunmehr zum Schwimmen kommende, aber seine ursprüngliche Bewegung beibehaltende Eis. Eine ähnliche, aber kleinere schwimmende Eismasse tritt südlich vom Kap Adare (Viktorialand) in der Lady-Newnes-Bay[1]) auf, eine noch andere, das sogenannte Westeis, am Gausberge in Kaiser-Wilhelm-II.-Land[2]).

In dem wichtigen eben erwähnten Aufsatze (S. 16) hebt Philippi hervor, daß eine Firngrenze nach Art der alpinen in den Landeisgebieten der Antarktis nicht vorhanden ist und auch nicht vorhanden sein kann, weil dort die Schneegrenze unter dem Meeresniveau liegen würde. Wenn trotz dieses Umstandes und trotz der reichlichen Schneefälle ein Wachsen des Binneneises in den randlichen Teilen des Gebietes im allgemeinen nicht stattfindet, sondern im Gegenteil meist die Ablation überwiegt, so erklärt sich dies aus den heftigen während des ganzen Jahres, besonders aber im Winter wehenden Winden. Sie verhindern nicht nur auf große Erstreckung jede Ablagerung von Schnee, sondern haben auch, wenn sie trocken sind, eine lebhafte Verdunstung des Eises an der Oberfläche und damit ein Schwinden der Masse zur Folge.

Überhaupt spielen die Winde für die Antarktis eine sehr große Rolle, indem sie es sind, die neben dem Schneefall die Anhäufung von Schnee und damit auch die Ernährung des Binneneises bestimmen. Nach Drygalski

[1]) E. Philippi, Über Landeisbeobachtungen der letzten Südpolarexpeditionen. Zeitschr. f. Gletscherk. II, 1907. — Auch das sogenannte Schelfeis O. Nordenskjölds vom König-Oskar-II.-Lande, eine 150 km breite niedere, fast ebene und spaltenlose Eisterrasse von mehreren hundert Metern Mächtigkeit, stellt wahrscheinlich nur eine riesige Scholle von schwimmendem Landeis dar, aber nicht, wie Nordenskjöld annahm, eine aus lange fortgesetzter Anhäufung von Schnee auf einer Meereisdecke hervorgegangene Eismasse (E. Philippi, Zeitschr. f. Gletscherk. IV, S. 146, 1910).

[2]) v. Drygalski, Das Schelfeis der Antarktis am Gausberge. Sitzungsber. d. Bayr. Akad. d. Wiss. 1910.



gleicht das antarktische Binneneis nicht sowohl einem Strome, sondern eher dem Meere mit seinen durch die Winde veranlaßten Strömungen. Es entbehrt im wesentlichen der radialen Bewegung, wogt vielmehr bald hier-, bald dorthin[1]).

So gewaltig aber der Umfang des antarktischen Binneneises auch ist, so bleibt doch die heutige Vereisung des Südpolargebietes ganz erheblich hinter derjenigen der Diluvialzeit zurück. Erratische Blöcke und Moränen, Gletscherschliffe und Rundhöcker weit außerhalb und oberhalb der jetzigen Eisgrenze — auf der Seymourinsel finden sich erratische Blöcke in 180 m Meereshöhe, und eine von den Inseln der Brialmontbucht am nordöstlichen Eingange des Gerlachekanals, Moose Island, zeigt Gletscherschliffe bis zu ihrem höchsten Gipfel in einer Höhe von mehr als 200 m — legen dafür ebenso ein beredtes Zeugnis ab wie die zahlreichen, sich kaum mehr bewegenden oder völlig erloschenen Gletschermassen und die großen schwimmenden Eistafeln im Ross-Meere, vor Kaiser-Wilhelm-II.-Land und anderweitig.

Es sei schließlich noch bemerkt, daß H. HESS[2]) die gesamte Gletscherbedeckung der Erde auf 15,2 Mill. qkm veranschlagt — d. i. etwa $^{3}/_{100}$ der ganzen Erdoberfläche und etwa $^{1}/_{10}$ der Festlandsoberfläche. Der größte Teil

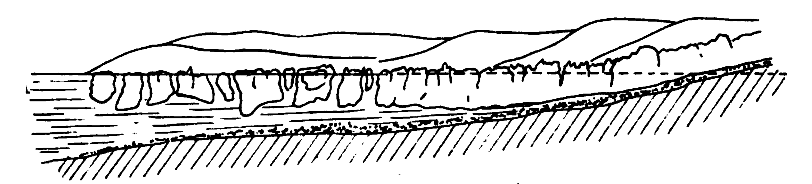


Fig. 474. Ins Meer hinabsteigender und kalbender Gletscher. Nach A. HELLAND.

des vereisten Gebietes entfällt auf die Polarregionen; die vergletscherten Gebiete der Hochgebirge der gemäßigten Zonen machen zusammen noch nicht $^{1}/_{2}$ v. H. der ganzen eisbedeckten Fläche der Erde aus.

Wenn somit Gletscher und Binneneis vorzugsweise eine Erscheinung der Polargebiete darstellen, so sind doch auch in diesen ihrer Verbreitung bestimmte Grenzen gesetzt.

Wenn nämlich, wie auf der Hand liegt, die Entwicklung ausgedehnter Eisdecken ein niederschlagsreiches Klima voraussetzt, so tragen — wie LAMANSKY in seiner oben mehrfach angeführten Arbeit über das Absterben der Gletscher[3]) ausführt — große Eistafeln in sich selbst die Bedingungen, die ihr Weiterwachstum hindern. Denn da solche Eismassen bei ihrer all-

[1]) DRYGALSKI, Ebend. 1919, I, 1.

[2]) HESS, Die Gletscher S. 114, 1904.

[3]) LAMANSKY, Zeitschr. f. Gletscherk., VIII, S. 175, 1914.

mählichen Ausbreitung notwendigerweise Mittelpunkte hohen Luftdrucks werden und eine antizyklonale Wetterlage schaffen müssen, so ergibt sich daraus mit gleicher Notwendigkeit eine allmähliche Verminderung der Niederschläge und damit ein Schwinden der Eisdecke. Die Entwicklung großer Eismassen erzeugt also selbst Verhältnisse, die ihre allmähliche Vernichtung herbeiführen müssen.

Eisberge[1]. Wie oben bemerkt, steigen die Gletscher der Polargebiete und insbesondere die zahlreichen, Talgletschern ähnlichen Ausläufer des Inlandeises an der Westküste Grönlands bis an den Meeresspiegel herab. Das Eis rückt anfänglich auf dem Meeresgrunde ganz wie auf dem Festland vor,

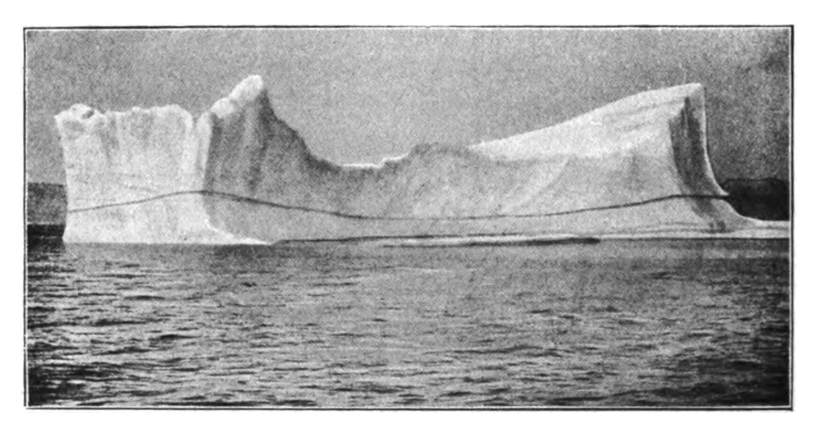


Fig. 475. Schwimmender Eisberg an der Westküste von Grönland. Nach CHAMBERLIN.

bricht indes wegen seines geringeren spezifischen Gewichtes und des damit verbundenen Auftriebes bald ab und kommt in großen Schollen an die Oberfläche. Man bezeichnet dieses unter donnerartigem Getöse und unter Bildung gefährlicher hoher Wellen erfolgende Abbrechen als Kalben (Fig. 474).

Die Eisschollen, die sogenannten Eis- oder Floeberge, haben oftmals einen Durchmesser von einigen Meilen und ragen bis 100 m über den Meeresspiegel empor. Da nur $^1/_9$ ihrer Masse über dem Meere, $^8/_9$ aber unter diesem liegt (Fig. 476), so ergibt sich daraus, daß ihre Gesamtdicke über 800 m betragen kann. Schon daraus, folgt, daß die Eisberge nur abgebrochene Gletscherenden sein können und nicht etwa Meereseis, das nicht leicht über 2 m mächtig wird. Dieselbe Herkunft ergibt sich übrigens auch aus dem

[1]) Wunderschöne photographische Bilder grönländischer Eisberge veröffentlichte ARN. HEIM im Neujahrsblatte der Naturf. Ges. in Zürich 1911; solche antarktischer Eisberge (nach Aufnahmen von E. PHILIPPI) finden sich in STILLES Geologischen Charakterbildern, Heft I.

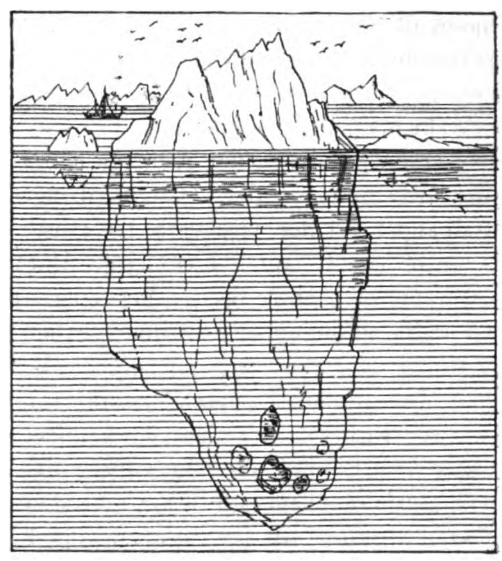


Fig. 476. Schwimmender Eisberg.

Moränenmaterial, das viele Eisberge mit sich führen. Sie sind oft so mit Schutt beladen, daß sie ganz dunkel erscheinen und man bei der ersten Sichtung solcher Schollen schon wiederholt geglaubt hat, unbekannte Inseln vor sich zu haben.

In höheren Breiten bedecken die Eisberge das Meer oft in ungeheurer Zahl. So häufen sie sich im Nordatlantischen Ozean mitunter derart an, daß die von Europa nach Nordamerika fahrenden Schiffe in der ersten Hälfte des Jahres einen weit südlicheren Kurs als zu anderen Zeiten wählen müssen. An der Küste von Grönland sollen Treibeisfelder mitunter Flächen von über 50 000 qkm bedecken. Im Frühjahr 1892 wurden auch im Südatlantischen Ozean ungeheure Ansammlungen von Treibeis beobachtet.

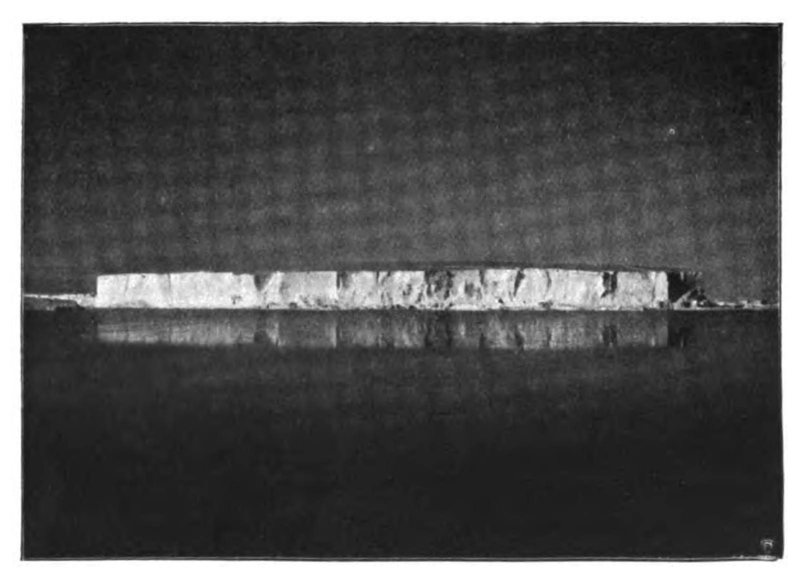


Fig. 477. Tafelförmiger Eisberg. Antarktis. (Aus v. Drygalski, Zum Kontinent des eisigen Südens, Berlin 1900 [Georg Reimer], S. 220.)

Die Eisberge des antarktischen Gebietes zeichnen sich fast immer durch eine ausgesprochen tafelförmige Gestalt aus (Fig. 477). Dies

hängt damit zusammen, daß im Unterschiede von den Eisbergen des Nordpolargebietes, welche durch Abbruch einzelner ins Meer gehender Gletscher entstehen, die der Antarktis von der sich mit breiter Stirn in die See vorschiebenden Binneneisdecke abstammen.

Die Verbreitung der Eisberge hängt wesentlich vom Verlauf der kalten Meeresströmungen ab. Deshalb dringen die Eisberge auf der nördlichen Halbkugel auf der Westseite der Ozeane im allgemeinen weiter gegen den Äquator vor als auf der Ostseite. Unter günstigen Umständen können sie sogar bis in niedere Breiten gelangen. So hat man schon in der Nähe der La Plata-Mündung und an den Küsten Kubas Eisberge beobachtet. Diese Möglichkeit erklärt sich aus der starken Abkühlung des Wassers und der Luft, die größere Eisberge in ihrer Umgebung hervorbringen.

Wo Eisberge stranden, da können sie durch ihre gewaltige Größe und unter dem Einfluß der Bewegungen des Meeresspiegels ähnliche, aber noch weit stärkere scheuernde, schrammende und glättende Wirkungen auf felsigen Boden ausüben, als wir sie oben vom Flußeise kennen lernten. Durch Ablagerung des mitgebrachten Moränenmaterials bilden sich mitunter ansehnliche Geschiebeanhäufungen; so besonders auf der Neufundlandsbank, einer 125 000 qkm großen, sich aus einem 2600 m tiefen Meere erhebenden Untiefe von 200 m, deren Oberfläche ganz mit erratischen Blöcken bedeckt ist.

Große Eisverbreitungen der geologischen Vergangenheit.

Vorstehende Mitteilungen zeigen, daß die Spuren der Gletschertätigkeit ganz eigenartig und mit keinerlei anderen geologischen Wirkungen zu verwechseln sind. Schliffe und Schrammen an Talwänden und -böden; Rundhöcker; mächtige, bald in der Richtung des Tales, bald quer dazu verlaufende Blockanhäufungen, die aus kantigen, zum Teil geglätteten und gekritzten Geschieben bestehen; weit von ihrer Ursprungsstätte verschleppte Blöcke von gewaltiger Größe; Riesentöpfe: alles das sind Dinge, die im wesentlichen nur durch Eistätigkeit hervorgebracht werden. Wo man daher eine Vereinigung solcher Erscheinungen beobachtet, wird man mit Sicherheit auf eine ehemalige Vereisung schließen können, selbst wenn Gletscher dem betreffenden Gebiet jetzt ganz fehlen.

Dies trifft besonders für die **diluviale Eiszeit** zu, während welcher sowohl die Alte als auch die Neue Welt ungeheure Binneneismassen trugen[1]).

[1]) Rütimeyer, Pliozän und Eiszeit zu beiden Seiten der Alpen. Basel 1876. — Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. — Helland, Die glazialen Bildungen der nordeuropäischen Ebene. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1879, S. 63. — Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882. — J. Geikie, The great Ice Age. 3. Aufl. London 1894. — Derselbe, Prehistoric Europe. London 1881. — Penck, Brückner und du Pasquier,



So in den **Alpen**, wo die Gletscher in der Eiszeit eine ungleich größere Entwicklung besaßen als gegenwärtig. Es waren damals dort nicht nur

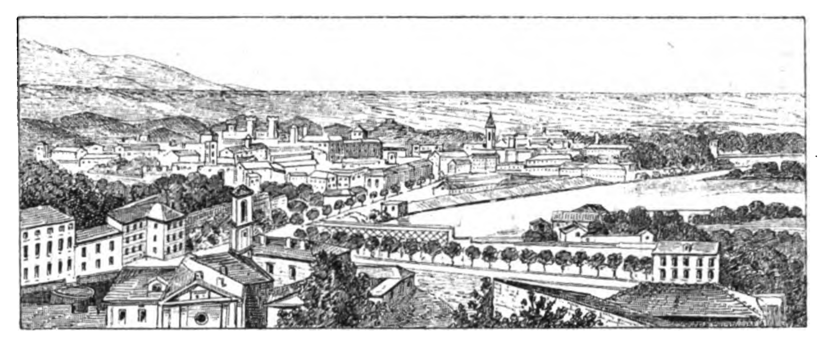


Fig. 478. Ansicht der **Serra bei Ivrea**, der riesigen östlichen Seitenmoräne des alten Gletschers der Dora Baltea (im Hintergrunde). Nach Photographie.

alle großen Täler, wie das der Aare, der Reuß, des Rheins, der Rhone usw. gänzlich mit Eis erfüllt, sondern dieses überzog auch das ganze Vorland des Gebirges bis an den Jura und bis weit nach Schwaben und Bayern



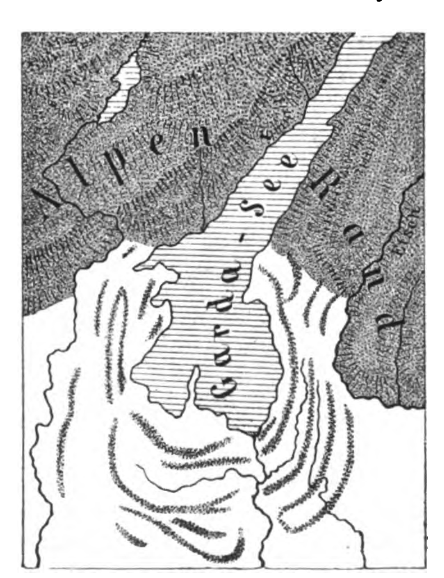


Fig. 479 u. 480. Kärtchen der Moränenamphitheater von Ivrea (links) und vom Gardasee (rechts).

hinein als eine zusammenhängende, viele hundert Meter mächtige Decke. Als Zeugen dieser gewaltigen Vereisung sind im ganzen genannten Gebiet

---

Le système glaciaire des Alpes. Bull. Soc. scienc. nat. Neuchâtel 1894. — PENCK und BRÜCKNER, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1908. — Vgl. auch KAYSER, Geologische Formationskunde 5. Aufl., S. 672 ff., 1913.

ungeheure Massen von Glazialschutt, riesige Moränenzüge, erratische Blöcke (am Abhang des Juragebirges in mehr als 300 m Höhe über dem Spiegel des Neuenburger Sees), Riesentöpfe (in besonderer Schönheit im bekannten Gletschergarten bei Luzern), Glazialschliffe und -schrammen zurückgeblieben. Auch im S der Alpen drangen allenthalben mächtige Eisströme bis weit in die Lombardische Tiefebene vor und ließen dort ihre Moränen zurück, wie die Fig. 478 und 479 abgebildete Serra bei Ivrea, eine Seitenmoräne des alten Gletschers der Dora Baltea, die sich als ein 600 m hoher geradliniger Schuttrücken fast rechtwinklig zur Richtung der Alpen 14 km weit in die Poebene hinein erstreckt. Hier wie auch im N der Alpen sind die zahllosen unregelmäßigen, aus Glazialschutt bestehenden Bodenwellen und Hügel des Alpenvorlandes mit den dazwischenliegenden, oft kleine Seen enthaltenden Senken — die eigentümliche „Moränenlandschaft“ Desors[1]) — ein Werk diluvialer

[1]) Als häufige und bezeichnende Bildungen der Moränenlandschaft seien hier kurz besprochen:

1. Die sogenannten Drumlins oder Rückenberge. Es sind kleine, rundrückige, in der Richtung der Eisbewegung liegende und daher längsgestreckte, schichtungslose Hügel. Gern scharenweis und wechselständig auftretend, liegen sie in der Schweiz,

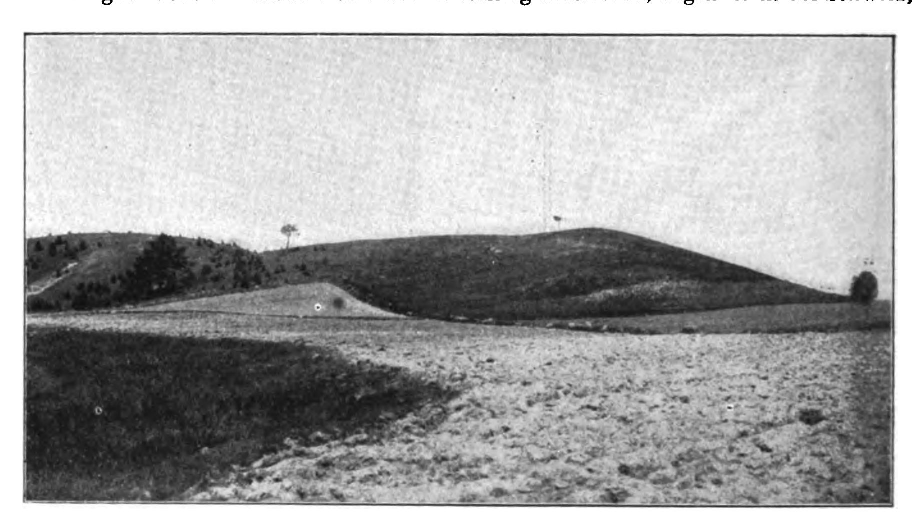


Fig. 481. Os. Groß-Eschenort (Kreis Angerburg, Ostpreußen). P. G. Krause, Phot.

in Pommern und in Oberbayern stets innerhalb der äußersten Moränen der letzten Vergletscherung. Sie fehlen in den Haupttalfurchen, beschränken sich vielmehr auf deren Flanken, also auf Gebiete geringerer Eisgeschwindigkeit. Sie sind daher zwar gleich den Moränen durch aufschüttende Gletschertätigkeit, aber an Stellen abnehmender Stoßkraft des Eises entstanden. Man hat sie treffend mit den Kiesbänken der Flüsse verglichen. Große Drumlinfelder beschrieb Rothpletz von der West- und Südseite des Starnberger Sees (Mitteil. d. Geogr. Ges. München 1917).

2. Osar oder Wallberge: Ebenfalls in der Richtung der Eisbewegung gelegene, aber weiter fortsetzende, geschichtete Sand- und Grandwälle (Fig. 481). Man faßt sie

Gletschertätigkeit. Daß diese auch für die Bildung mancher größerer Alpenseen von Bedeutung gewesen ist, ist schon früher hervorgehoben worden.

Daß in derselben Zeit, als die Alpen so stark vergletschert waren, auch manche niedrigere mitteleuropäische Gebirge, Schwarzwald, Vogesen, Riesengebirge, Harz usw., ferner Schottland, Irland, das französische Zentralmassiv und noch andere Gegenden, die heute völlig gletscherfrei sind, mit Eis bedeckt waren, ergibt sich aus ähnlichen Tatsachen, wie wir sie soeben für die Alpen kennen gelernt haben.

Es gibt aber Landstriche, in denen wir untrügliche Spuren einer noch weit ausgedehnteren Vereisung antreffen. Dazu gehört das Norddeutsche Flachland samt den angrenzenden nordwestlichen und nördlichen Teilen des europäischen Rußlands. Dieses ganze gewaltige Gebiet war in der Eiszeit mit einem geschlossenen Eismantel bedeckt, der nach Art des heutigen grönländischen Binneneises sich von Norwegen aus in einer Mächtigkeit von etwa 1000 m bis an den Rand unserer deutschen Mittelgebirge sowie bis weit über Kiew und Moskau hinaus erstreckte. Auch hier finden sich überall Beweise für eine gewaltige ehemalige Eisbedeckung in Form von Glazialschliffen, Schrammen und Rundhöckern, riesigen Moränenzügen (vgl. das Fig. 427 abgebildete Stück der sogenannten südbaltischen Endmoräne in der Gegend von Eberswalde), Riesentöpfen und anderen Erzeugnissen ehemaliger Gletschertätigkeit. Insbesondere aber ist der sogenannte Geschiebemergel des norddeutschen Diluviums — eine mehr oder weniger schichtungslose Ablagerung, die in einer lehmigen Grundmasse eine Musterkarte der allerverschiedensten, zum Teil polierten und gekritzten, überwiegend aus Skandinavien stammenden Geschiebe einschließt — als ein in allen wesentlichen Merkmalen mit den Grundmoränen unserer heutigen Gletscher übereinstimmendes Gebilde zu nennen.

Auch Nordamerika ist in der Diluvialperiode von einer gewaltigen Vereisung betroffen worden, und zwar in noch viel größerem Umfange als Europa. Ebenso hat man in Zentral- und Südamerika, in den Neuseeländischen Alpen, im äquatorialen Afrika und anderwärts mehr oder minder deutliche Spuren einer diluvialen Eiszeit aufgefunden. Indes muß hervorgehoben werden, daß in wärmeren Gegenden das Eiszeitalter weniger eine Eiszeit als eine Pluvialzeit gewesen ist, die ihre Spuren in erheblich höheren Wasserständen der Seen zurückgelassen hat.

Man hat festgestellt, daß damals die Schneegrenze in den Alpen 1200 bis 1300 m tiefer lag als heute, in den Pyrenäen 1100, im Great Basin Nord-

als fluvioglaziale Aufschüttungen in Kanälen oder Spalten unter dem Eise, also als subglaziale Bildungen auf.

3. Kames: Quer zur Eisbewegung geordnete, kurze geschichtete Sand- und Grandhügel, vielleicht nur eine Kies- und Sandfazies der Endmoräne.

amerikas und den australischen Alpen 1000, in den Tropen und im Tienschan 500—600 m.

Daß die diluviale Eiszeit keine einheitliche, ununterbrochene Kälteperiode gewesen ist, hat zuerst ESCHER V. D. LINTH für die Alpen nachgewiesen, indem er zeigte, daß die Schieferkohle von Wetzikon zwischen zwei Moränen eingeschaltet sei, daß also dort eine wiederholte Vergletscherung stattgefunden haben müsse. Seit jener Zeit hat man auch in Norddeutschland und anderwärts eine große Zahl solcher sogenannter Interglazialprofile entdeckt, die den Beweis liefern, daß während des Eiszeitalters auf Zeiten verschärfter Kälte und großen Eisvorstoßes Zeiten der Wiedererwärmung und des Eisrückzuges gefolgt sind, während welcher die eisfrei gewordenen Gebiete sich mit einer von der glazialen sehr verschiedenen, wärmeliebenden Fauna und Flora besiedelten. Man nennt bekanntlich diese wärmeren Zwischenzeiten „Interglazialzeiten" und unterscheidet deren für Norddeutschland zwei, für das Alpengebiet gewöhnlich drei[1]).

Alles in allem läßt sich aussprechen, daß die Beobachtungen der letzten Jahrzehnte, namentlich auch in Südamerika, immer entschiedener darauf hinweisen, daß die Eiszeit nicht, wie früher mitunter vermutet wurde, die beiden Erdhalbkugeln zu verschiedenen Zeiten, sondern vielmehr gleichzeitig betroffen hat. Mit anderen Worten: die diluviale Vereisung hat die ganze Erde in Mitleidenschaft gezogen und ist überall zu derselben Zeit aufgetreten.

Außer der diluvialen Eisperiode kennt man mit Sicherheit nur noch eine ältere Vereisung, die sogenannte **jung-paläozoische Eiszeit.** Sie hat sich gegen Ende des paläozoischen Zeitalters abgespielt, hat aber im wesentlichen nur die Südhalbkugel der Erde betroffen, wo sie eine ungeheure, von Afrika bis nach Südamerika und Australien reichende Verbreitung besessen hat. Nur in Indien und den Nachbargebieten hat sie nach N über den heutigen Äquator hinübergegriffen. Wenn bis vor kurzem noch Zweifel an der Tatsächlichkeit dieser großen Vereisung bestehen konnten, so sind diese durch die neueren Untersuchungen von MOLENGRAAFF, CORSTORPHINE, NOETLING, KOKEN, DAVID u. a. endgültig beseitigt worden.

Dies gilt namentlich für Südafrika, wo nicht nur der Dwyka-Tillit[2]) eine weitgehende Übereinstimmung mit dem diluvialen Geschiebemergel Norddeutschlands zeigt, sondern auch die Unterlage dieser alten Moränenbildung an vielen Punkten die ausgezeichnetste glaziale Ab-

[1]) Ausführliches über die diluviale Vereisung in den genannten und anderen Gebieten findet man im zweiten Teile dieses Werkes (Geologische Formationskunde, 5. Aufl., 1913).

[2]) E. PHILIPPI, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1904, S. 304.



schleifung und Schrammung, ja alle Merkmale einer Rundhöckerlandschaft an sich trägt[1]).

In Indien weichen die Verhältnisse nur insofern ab, als die Glazialbildungen — in der Salt Range der „Boulder Clay" samt den ihn begleitenden Sandsteinen und Bändertonen, im Innern der Halbinsel die Sandsteine und Konglomerate der sogenannten Talschers — von versteinerungsreichen marinen Ablagerungen, dem vielbesprochenen Productus-Kalk überlagert werden[2]).

In Australien endlich treten die gleichaltrigen Glazialbildungen in inniger Verknüpfung mit marinen, zahlreiche Produkten, Spiriferen usw. einschließenden Schichten auf. Man glaubt hier Anhaltspunkte für die Annahme einer zweimaligen Vereisung gefunden zu haben.

G. Denudation.

Man hat mit Recht hervorgehoben, daß kaum ein anderes Wort in so verschiedenem Sinne gebraucht worden ist als der Ausdruck Denudation. Trotzdem glauben wir darunter das verstehen zu sollen, was wenigstens in Deutschland gewöhnlich darunter verstanden wird, nämlich den allgemeinen Massenverlust des festen Landes durch die vereinigten Wirkungen von Verwitterung, Erosion, Deflation und Eisabschliff. Indem wir das Wort in diesem Sinne gebrauchen, schließen wir die nach Richthofens Vorstellungen eine so große Wichtigkeit besitzende Abschleifung der Festländer durch marine Abrasion vom Begriff der Denudation aus. Verdeutschen könnte man den Ausdruck Denudation durch „Abtragung" oder „Abtrag".

Von den Kräften, die für die Denudation in Betracht kommen, wird man die Hauptrolle der Verwitterung und Regenspülung zugestehen müssen, die weit gleichmäßiger und flächenhafter wirken als das Wasser, das Eis und selbst der Wind[3]), die alle nur mehr oder weniger linienhaft arbeiten.

Die Denudation ist in verschiedenen Gegenden nicht nur in verschiedener Art, sondern auch in sehr verschiedener Stärke tätig. Man kann Erdräume mit vorwiegender Abtragung von solchen unterscheiden, in denen diese gegen die Ablagerung zurücktritt, und kann — wie Rohrbach es versucht hat[3]) — beiderlei Gebiete auch auf Karten auseinanderhalten. Dennoch gibt es auf der Erde keinen Landstrich, wo der Bodenabtrag ganz stillstände. Er ist vielmehr in allen Klimaten und Zonen wirksam und

---

[1]) Kayser, Geologische Formationskunde 5. Aufl., S. 322 ff., 1913.

[2]) E. Koken, Indisches Perm und die permische Eiszeit. Neues Jahrb. f. Min., Festband 1907, S. 446 ff.

[3]) Betreffs des Windes vgl. die Ausführungen auf S. 327.

[4]) Rohrbach und Berghaus, Physikalischer Atlas. Geologie Nr. 4.

nimmt im allgemeinen mit der Erhebung über den Meeresspiegel zu, weil mit dieser die Menge der Niederschläge und die Stärke des Frostes zunimmt. Hochragende Gipfel unterliegen daher einer besonders schnellen Zerstörung. Daraus erklärt sich, daß die Höhe der Gebirge wesentlich von ihrem Alter abhängt. Alle hohen Gebirge der Gegenwart sind, geologisch gesprochen, jugendliche Erscheinungen. Umgekehrt sind alle alten Gebirge mehr oder weniger niedrige Gebirge. An ihnen hat eben die Denudation ihre abtragenden Wirkungen schon lange geologische Perioden hindurch betätigen können, an jungen Gebirgen dagegen erst seit verhältnismäßig kurzer Zeit.

Man hat zu wiederholten Malen versucht, den Betrag der fluviatilen Denudation für einzelne Flußgebiete zu berechnen. Solche Berechnungen ruhen zwar auf unsicherer Grundlage, geben uns aber doch eine ungefähre Vorstellung von der Bedeutung des fraglichen Vorganges.

Nach Brückner[1]) beträgt die Größe der jährlichen Abtragung, in Millimetern ausgedrückt, für die

Elbe (oberhalb Tetschen)	0,012	Amu Darja	0,120
Seine (oberhalb Paris)	0,024	Indus	0,270
Maas (oberhalb Lüttich)	0,050	Ganges	0,300
Donau (oberhalb Wien)	0,056	Irawadi	0,310
Arve (oberhalb Genf)	0,210	Yangtsekiang	0,070
Reuß (oberhalb Flüelen)	0,180	Nil	0,013
Rhone (oberhalb Villeneuve)	0,440	Mississippi	0,045

Zur Erniedrigung ihres Stromgebietes um 1 m würden die mitteleuropäischen Flachlandflüsse nach Penck[2]) im Durchschnitt 164 000 Jahre nötig haben. Fast ebensoviel braucht der Nil, während die aus wasserreichen Hochgebirgen kommenden großen indischen Ströme zur gleichen Abtragung nur einer Zeit von 5200 Jahren bedürfen sollen[3]).

Nimmt man für die übrigen Flüsse der Erde eine ähnlich starke Abtragung an, so würde sich daraus ergeben, daß durch alle Flüsse zusammen jährlich etwa 10 ckm Gestein ins Meer verfrachtet werden, daß zur Erniedrigung der gesamten Landoberfläche um 1 m 12 400 Jahre erforderlich sind und die jährliche Abtragung der Festlandoberfläche 0,08 mm beträgt.

Penck meint indes, daß wenn man berücksichtige, daß nur ein Teil der denudierten Massen dem Meere zugeführt wird, während ein sehr erheb-

---

[1]) Brückner, Himmel und Erde VI.

[2]) Penck, Morphologie der Erdoberfläche I, S. 379 ff.

[3]) Nach älteren Berechnungen sollte eine Bodenabtragung um 1 m sich vollziehen:

für das Gebiet des Po . . . in 3600 Jahren
„ „ „ der Reuß oberhalb des Vierwaldstätter Sees „ 5500 „
„ „ „ des Ganges . . . „ 7900 „
„ „ „ der Donau oberhalb Wien . . . „ 15 000—16 000 Jahren
„ „ „ des Mississippi . . . „ 18 000 Jahren
„ „ „ des Rheins oberhalb Bonn . . . „ 30 000 „

licher unterwegs in Seebecken und Alluvialniederungen abgelagert wird, und daß ferner etwa ein Viertel des Landes sich überhaupt nicht zum Meere entwässert, obige Zahlen mindestens verdoppelt und auf 20 ckm und 0,16 mm erhöht werden müßten. Tut man dies und erwägt außerdem, daß die Gebiete fluviatiler Erosion nur ein Viertel der gesamten Erdoberfläche darstellen, so ergibt sich daraus als Wert für den jährlichen Abtrag des Landes durch die Flüsse eine Schicht von 0,64 mm. Diese würden dann zum Abtrag des Bodens um 1 m einen Zeitraum von 1440 Jahren nötig haben.

Ganze Gebirge und ausgedehnte Hochplateaus sind im Laufe der geologischen Zeiträume der Denudation zum Opfer gefallen. So hat H. Bücking berechnet, daß im SW des Thüringer Waldes im Gebiete der Trias auf einer Fläche von nur $1^1/_2$ Quadratmeilen die Masse des zerstörten Buntsandsteins, Röts und Wellenkalks mindestens 26 000 Millionen Kubikmeter betragen muß, genügend um eine Fläche von 466 Quadratmeilen 1 m hoch zu bedecken. Offenbar ist aber noch viel mehr abgetragen worden; denn über dem Wellenkalk haben ursprünglich jedenfalls noch mittlerer und oberer Muschelkalk, Lettenkohle und Gipskeuper, wahrscheinlich sogar noch oberer Keuper und Jura gelegen.

Angesichts dieser und anderer ähnlicher, uns allenthalben entgegentretender Tatsachen darf man aussprechen, daß man die Bedeutung der Denudation nicht leicht überschätzen kann. Sie ist einer der wichtigsten geologischen Vorgänge, ein Vorgang, der sich ohne Unterbrechung seit den ältesten geologischen Zeiten abgespielt hat.

Dreierlei geologische Erscheinungen sind besonders geeignet, uns eine zutreffende Vorstellung von den ungeheuren Wirkungen der Denudation zu geben: 1. die sogenannten Denudationsrelikte: geringe Überbleibsel ehemals weit ausgedehnter und mächtiger Formationen, die aber mit Ausnahme von wenigen kleinen Resten im Laufe der Zeit gänzlich vernichtet wurden; 2. die tiefgehende Abtragung, die mächtige Schichtenfalten in ihren oberen Teilen erfahren haben, und 3. die mehr oder weniger vollständige Einebnung großer, durch Verwerfungen entstandener Unebenheiten der Erdoberfläche.

Denudationsrelikte sind in Mitteldeutschland eine häufige Erscheinung. So findet sich z. B. in Hessen eine ganze Reihe kleiner, weit voneinander getrennter Liasvorkommen, die nach ihrem Versteinerungsinhalt nur Ablagerungen aus einem offenen Meere sein und daher nur letzte Reste einer früher über die ganze Gegend ausgebreiteten Schichtendecke darstellen können. Die Art der Lagerung dieser Vorkommen erklärt die Gründe ihrer Erhaltung. Sie liegen nämlich ausnahmslos entweder zwischen Verwerfungsspalten oder in Auswaschungs- und Senkungstrichtern, stellen also eingebrochene und dadurch in eine tiefere Lage gelangte Massen dar.

Dieser Versenkung verdanken sie augenscheinlich ihre Erhaltung, während die in ihrer ursprünglichen Höhe zurückgebliebene Hauptmasse der Formation allmählich gänzlich vernichtet worden ist.

Ein anderes beachtenswertes Denudationsrelikt stellen die kleinen, auf der Höhe des Frankenwaldes unweit Steinheid über altpaläozoischen Gesteinen liegenden Fetzen von Zechstein und Buntsandstein dar. Sie machen es wahrscheinlich, daß ehedem eine zusammenhängende Decke jener Bildungen, und darüber vermutlich noch Muschelkalk, Keuper und Lias, alle zusammen in einer Mächtigkeit von 1500 m, über das ganze Gebirge verbreitet waren. Erst durch Abtragung dieser Decke ist die heutige Oberfläche des Thüringer Waldes entstanden.

Ein ähnlicher Schluß läßt sich aus der kleinen, ganz vereinzelten Scholle wagrecht liegenden Jurakalks ableiten, welche die oberste Spitze der 3000 m hohen Aiguilles Rouges bei Chamonix, dem Massiv des Montblancs gegenüber, bildet.

Auch weit ausgedehnte Eruptivgesteinstafeln können durch Denudation mehr und mehr zerstört werden, bis davon nur wenige weit getrennte Inselberge übrig bleiben. Die bekannten Westergötländer Trappberge (Kinnekulle, Billingen, Hunneberg usw.) im S des Wenersees, die aus kleinen, dem Gneis aufgesetzten Schollen von wagrecht liegenden kambrischen und silurischen Sedimenten und einer diese krönenden Trapp- (Diabas-) Decke bestehen, bieten dafür treffliche Beispiele.

In ähnlicher Weise sind von den älteren Lavaströmen der Auvergne und Eifel, die zu einer Zeit ausflossen, als die Sohlen der Täler noch um mehrere hundert Meter höher lagen, nur ganz spärliche, in weitem Abstande voneinander auf den Gipfeln der Berge liegende Fetzen übrig geblieben. Im Gegensatz dazu sind die jüngeren Ströme, die sich ergossen, als die Täler sich bereits auf ihr jetziges Niveau eingeschnitten hatten, und die daher in dem Grunde der Täler geflossen sind, noch sehr vollständig erhalten.

Beispiele bis zu großer Tiefe abgetragener Falten finden sich in allen Gebirgen mit stark gefaltetem Schichtenbau. Von ganzen mächtigen mitgefalteten Formationen ist oft nichts mehr übrig als einzelne tief eingeklemmte Mulden (vgl. die zu beiden Seiten des St. Gotthard im Gneis eingefalteten steilen Juramulden, Fig. 142, S. 236). Wenn man sich die diese Mulden ursprünglich verbindenden Sättel wiederhergestellt denkt. ja schon wenn man einzelne große Luftsättel ergänzt, kommt man zum Ergebnisse, daß hier oftmals ganze Kubikmeilen Gestein zerstört und weggeführt sein müssen.

Das Profil Fig. 482 durch das flache, aus paläozoischen Gesteinen aufgebaute Faltenland von Pembrokeshire bietet dafür ein gutes Beispiel.

Nicht minder großartig endlich erscheint die Denudationsarbeit dort, wo sie eine völlige Ausebnung des Geländes, eine völlige Aus-

gleichung der großen Höhenunterschiede bewirkt hat, die ehedem infolge gewaltiger Senkungen oder Emporschiebungen einzelner Rindenstücke entstanden sein müssen. So am Rande der großen belgisch-französischen Überschiebung; so da, wo die Pfälzer Trias an einer Längsspalte gegen das Saarbrücker Kohlengebirge abgesunken ist. Man schreitet über die großen Verwerfungslinien fort, ohne daß die Geländegestaltung nur irgendwie die ungeheuren hier stattgehabten Vertikalverschiebungen verriete. Durch die einebnende Kraft der Denudation sind im Laufe der geologischen Zeiträume alle früheren Unebenheiten des Bodens bis auf die letzte Spur ausgetilgt worden.

Wie rasch die Denudation unter Umständen arbeitet, zeigt die *Schwäbische Alb*, bekanntlich eine hochliegende, flach gegen S einfallende Platte von harten Kalksteinen der oberen Juraformation. Da diese Tafel von weichen, leicht angreifbaren Gesteinen des braunen und schwarzen Jura unterlagert wird, so weicht der Nordabhang der Alb beständig nach S zurück. Dieses Zurückweichen vollzieht sich ganz ähnlich, wenn auch viel langsamer, wie beim Niagarafall (vgl. S. 493) und aus demselben Grunde wie bei diesem: die weichen Schichten, die den unteren Teil des Abhangs bilden, unterliegen einer verhältnismäßig raschen Zerstörung, und in dem Maße, wie diese fortschreitet, muß auch die harte krönende Tafel nachbrechen.

Nun liegt der Rand der Alb gegenwärtig 23 km südlich von Stuttgart. Bruchstücke von weißem Jurakalk aber, welche Branca in der Nähe der genannten Stadt bei Scharnhausen in einem alten, mit Basalttuff erfüllten Eruptionsschlot aufgefunden hat, beweisen, daß zur Zeit der Basalteruption, d. h. in der Miozänperiode, der weiße Jura und damit auch die Alb noch viel

Meeresniveau

Fig. 482. Schnitt durch die Schichten des Kohlenkalks (*a*), Old Reds (*b*) und Silurs (*c*) im südlichen Pembrokeshire. Nach de la Bêche. Die punktierten Linien über der Grundlinie deuten die abgetragenen Faltenteile an.

weiter nach N reichten, so daß ihr Rand damals mindestens um 23 km weiter nördlich lag als heute. Seit jenem geologisch gesprochen ziemlich jungen Zeitpunkt ist also ein mindestens 23 km breiter Streifen des Gebirges abgetragen worden, und vielleicht wird es keiner viel längeren Zeit bedürfen, damit auch der noch übrige, 38 km breite Teil der Kalktafel vernichtet wird und die Alb gänzlich vom Erdboden verschwindet. Umgekehrt legen die vereinzelten Überbleibsel jurassischer Schichten, die sich im Rheintale bei Freiburg, bei Langenbrücken (zwischen Karlsruhe und Heidelberg) und

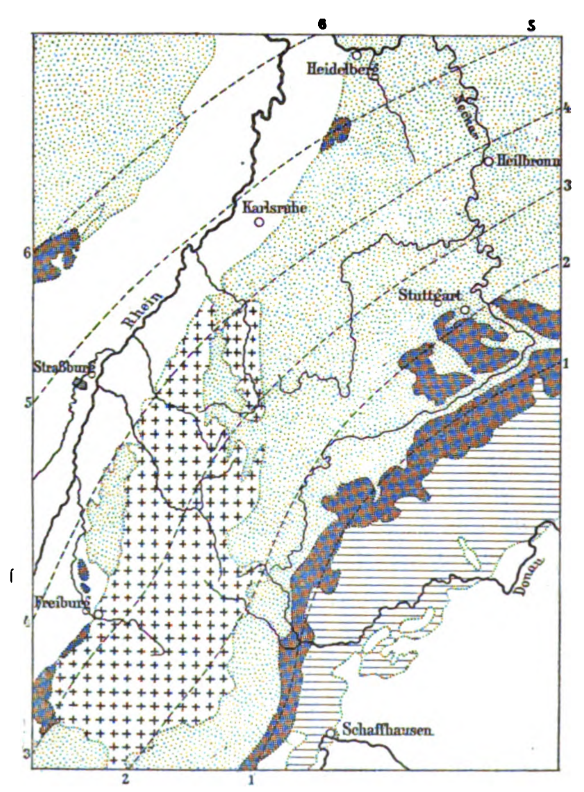


Fig. 483. Kärtchen zur Erläuterung des allmählichen Zurückweichens der Schwäbischen Alb nach SO (von 6 nach 1). Nach W. Branca.
Kreuzchen: vortriassische Bildungen des Schwarzwaldes. Punkte: Trias. Dunkel: schwarzer und brauner Jura. Wagrechte Schraffen: weißer Jura. Weiß: Tertiär und Quartär.

bei Heidelberg finden, die Vermutung nahe, daß in vormiozäner Zeit der Nordrand der Alb noch viel weiter nach N, bis an das heutige Rheintal und vielleicht darüber hinaus reichte. Das einer anregenden Arbeit Brancas[1])

[1]) Branca, Ein neuer Tertiärvulkan nahe bei Stuttgart usw. Sonderabdr. aus d. Univers.-Progr. zur Geburtstagsfeier des Königs 1892.

entlehnte Kärtchen (siehe Fig. 483) mit seinen sechs Querlinien soll das allmähliche Zurückweichen der Alb vom Rheintale nach S bzw. SO bis zu ihrer heutigen Stelle (Linie 1) erläutern. BRANCA nimmt an, daß der Zeitraum, der zum Rückzuge vom Rheintal bis Stuttgart erforderlich war, höchstens dreimal so lang gewesen ist wie der, welcher die Miozänzeit von der Gegenwart trennt.

Als ein dem Scharnhäuser ganz ähnliches Vorkommen hat sich die ursprünglich als „Nagelfluh" beschriebene Brekzie des Eruptionsschlotes von Alpersbach (unweit Freiburg) im Schwarzwald erwiesen (Fig. 484)[1]). Im Gneis aufsetzend, enthält sie neben Bruchstücken von Triasgesteinen auch solche von Dogger (Hauptrogenstein) und Malm;

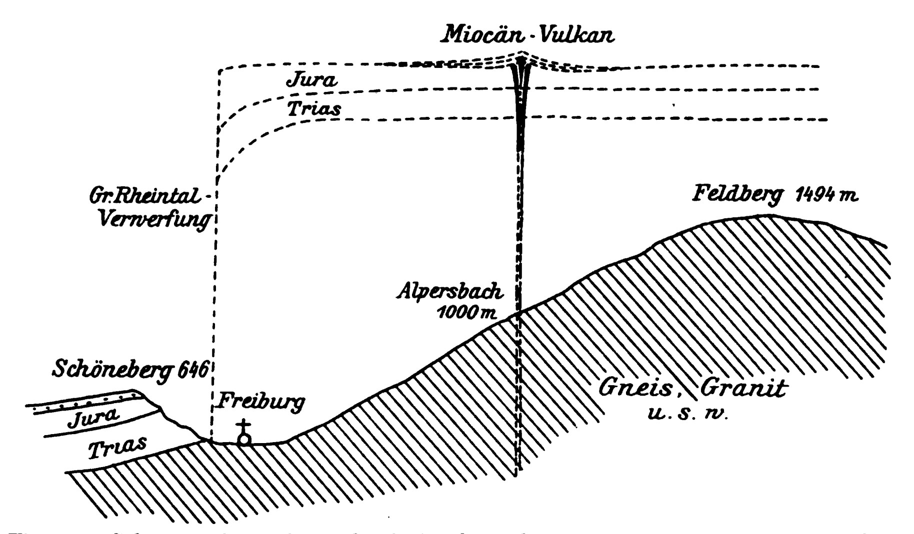


Fig. 484. Schematischer Schnitt durch die Gegend von Freiburg i. Br. zur Veranschaulichung der großen hier stattgehabten Abtragungsvorgänge. Nach TH. LORENZ[2]).

und da man wie für andere ähnliche Schlotfüllmassen so auch für diese annehmen darf, daß alle darin vorkommenden Gesteinsarten zur Zeit der Entstehung des Schlotes, d. h. gegen Ende des Miozäns, in der Umgebung anstanden, so würde auch daraus folgen, daß der Schwarzwald damals noch eine Decke von Muschelkalk, Keuper, Lias, Dogger und Malm trug. Die Größe der nachmiozänen Abtragung dürfte kaum unter 1000 m betragen.

Auch in anderen Fällen liefert die Füllmasse alter Vulkanessen wichtige Anhaltspunkte zur Beurteilung der stattgehabten Denudation. So auf der

[1]) Ber. d. Oberrhein. Geol. Vereins. Versamml. zu Freiburg 1902.

[2]) Da die Alpersbacher Brekzie noch keine zweifellos vulkanischen Gesteinsbrocken geliefert hat, so ist ihre Deutung als Eruptivbrekzie neuerdings wieder etwas zweifelhaft, wenn auch keineswegs unwahrscheinlich geworden.

irischen Insel Arran, wo solche Schlotbrekzien Bruchstücke von Rhät, Lias und Oberkreide enthalten, d. h. lauter Formationen, die im übrigen in Irland so gut wie unbekannt sind.

Schon früher, bei Besprechung der Erosionsvorgänge (S. 541), sind die Anschauungen des amerikanischen Geographen DAVIS über die Bildung der Fastebenen (Peneplains) erwähnt worden. Ungefähr im Meeresspiegel oder nur wenig darüber liegend und eine fast ebene Fläche von großer Ausdehnung bildend, sollen sie die bezeichnende Form des Greisenalters einer Landschaft darstellen.

Wir haben bereits oben unsere Zweifel ausgesprochen, ob die als Peneplains angesprochenen Rumpfebenen in der Tat auf dem von DAVIS angenommenen Wege, d. h. vorwiegend durch Flußtätigkeit entstanden seien oder ob sie nicht vielmehr ein Werk der allgemeinen, besonders durch Frost, chemische Verwitterung und Regenspülung vermittelten Abtragung sind.

Es spricht jedenfalls nicht zugunsten der DAVISschen Anschauungen, daß man noch kein sicheres Beispiel einer in neuerer Zeit entstandenen Fastebene nachzuweisen vermocht hat, daß vielmehr alle bekannten Rumpfebenen älteren geologischen Zeiten entstammen.

Ein lange bekanntes ausgezeichnetes Beispiel einer derartigen Einebnungsfläche bietet das Rheinische Schiefergebirge samt den Ardennen, deren plateauartige Oberfläche von GOSSELET schon vor vielen Jahren als Ergebnis einer lange andauernden Denudationsarbeit betrachtet worden ist. Aber auch die übrigen deutschen Mittelgebirge, wie der Harz, der Frankenwald, der Odenwald, der Schwarzwald usw., besitzen ganz ähnliche Rumpfflächen. Die des Thüringer Schiefergebirges ist von E. PHILIPPI[1]) untersucht und mit Bestimmtheit für ein „Werk subaerischer Denudation“ erklärt worden. Sie ist wohl, ebenso wie die des Rheinischen Schiefergebirges, im Laufe des jüngeren Mesozoikums und des älteren Tertiärs entstanden. Neben dieser „voroligozänen Landoberfläche“ sind aber in verschiedenen Mittelgebirgen, besonders im Niederrheinischen Schiefergebirge und im Schwarz- und Odenwald, noch Reste einer erheblich älteren, permischen oder vorpermischen Abtragungsfläche erhalten. So in der Gegend von Marburg, wo die Auflagerungsfläche der permischen Brekziensandsteine auf silurischen, devonischen und karbonischen Schichten vielfach — so zwischen Wehrshausen und Elnhausen — eine flachwellige, im großen auffallend ebene Gestalt besitzt[2]). Im Odenwald ist diese vorpermische Abtragungsfläche von A. STRIGEL genauer verfolgt worden. Sie ist hier keineswegs

[1]) PHILIPPI, Über die präoligozäne Landoberfläche in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1910, S. 304 ff.

[2]) KAYSER, Erläuterungen zum Blatt Marburg der Geol. Karte von Preußen usw., Liefg. 212. Berlin 1915.

eben, sondern „stark wellig“ und sicherlich nicht durch marine Abrasion, sondern durch festländische Denudation entstanden[1]).

Daß ein Landstrich auch durch Windwirkung eingeebnet werden kann, ist schon früher (S. 340) hervorgehoben worden. Nach PASSARGE entstehen solche äolische Rumpfebenen besonders in tropischem und subtropischem Wüstenklima. So in der afrikanischen Kalahari. Im Gegensatz zu den durch fluviatile Tätigkeit und durch marine Abrasion gebildeten Rumpfflächen werden sie in jeder beliebigen Seehöhe auftreten können.

Daß Einebnungen durch noch andere geologische Vorgänge erfolgen können — so z. B. durch Ausfüllung von Senken in abflußlosen Zentralgebieten — hat vor kurzem A. HETTNER ausgeführt[2]).

Wir haben früher (S. 24) im Planeten Mars einen Weltkörper kennen gelernt, der im allgemeinen der Erde ähnlich, durch das völlige Fehlen von Gebirgen ausgezeichnet ist. Es kann sein, daß diese auffällige Erscheinung damit zusammenhängt, daß die Marsgebirge allmählich völlig abgetragen und zur Ausfüllung von Binnenseen und Meeresbecken benutzt worden sind. Da die Entwicklung des Mars infolge seines höheren Alters und seiner geringeren Größe erheblich weiter vorgeschritten sein muß als die der Erde, so erscheint es wohl möglich, daß auf jenem Planeten nach völligem Erlöschen der gebirgsbildenden Kräfte die Denudation ihr Endziel, die vollständige Abtragung des Festlandes, bereits nahezu erreicht hat.

H. Tätigkeit des Meeres[3]).

Wie bei der Tätigkeit der festländischen Wässer, so lassen sich auch bei der des Meeres zerstörende und neubildende Vorgänge unterscheiden. Beide vollziehen sich, entsprechend der gewaltigen Größe des Ozeans, in großartigster Weise. Dies gilt besonders von der marinen Brandung, die

---

[1]) STRIGEL, Geologische Untersuchungen der permischen Abtragungsfläche im Odenwald. Verh. d. Naturhist.-Med. Ver. Heidelberg Bd. 12 u. 13, 1912—1914.

[2]) HETTNER, Rumpfflächen und Pseudorumpfflächen. Geogr. Zeitschr. Bd. 19, S. 185, 1913.

[3]) J. DANA, Manual of Geology 2. Aufl., S. 673 ff., 1875. — A. GEIKIE, Textbook of Geology 2. Aufl., S. 402 ff., 1885. — GÜNTHER, Physikalische Geographie S. 294, 423, 1901. — O. KRÜMMEL, Der Ozean (Wissen der Gegenwart). Leipzig 1886. — LYELL, Principles of Geology 11. Aufl., I, S. 490 ff., 1872. — v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende, S. 292 ff. Berlin 1886. — JOH. WALTHER, Allgemeine Meereskunde. Leipzig 1893. — THOULET, Océanographie. Paris 1900. — DERSELBE, L'océan. Paris 1904. — KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie 2. Aufl., I, 1907; II, 1911. SCHOTT, Geographie des atlant. Ozeans. Braunschw. 1912.

von jeher ein wichtiges Mittel zur Umgestaltung der Erdoberfläche gewesen ist, und in noch höherem Maße von der marinen Sedimentation, die infolge ihrer ungeheuren Verbreitung einen der allerwichtigsten gesteinsbildenden Vorgänge darstellt.

1. Zerstörende Tätigkeit des Meeres.

Die zerstörenden Wirkungen des Meeres kommen teils auf Rechnung der Brandung, d. h. des Anschlagens des durch Winde und Gezeiten bewegten Ozeans gegen die Küste, teils auf Rechnung der durch die Gezeiten hervorgerufenen Strömungen.

a) Zerstörungen durch die Brandung.

Allgemeines. Über die Entstehung und Bewegungsart der Meereswellen sei folgendes vorausgeschickt.

Die Wellen bilden sich hauptsächlich durch den Druck der über die Wasserfläche fortschreitenden Winde, seltener durch Erdbeben und Vulkanausbrüche. Sie entstehen quer zur Windrichtung und schreiten mit ihr fort. Während die Welle sich fortbewegt, ändert bekanntlich das einzelne Wasserteilchen seinen Platz wenig oder gar nicht, wie schon daraus hervorgeht, daß ein auf dem Wasser schwimmender Körper zwar von den Wellen gehoben und gesenkt wird, aber an seiner Stelle verbleibt. Die Wasserteilchen schwingen vielmehr nur in senkrechten Kreisen oder Ellipsen um ihre Ruhelage und übertragen die Bewegung allmählich auf die Nachbarteilchen, woraus sich die Wellenbewegung ergibt. Die Kraft, welche die Wellenbewegung erzeugt, ist die Schwerkraft.

Man unterscheidet Wellenlänge oder den wagrechten Abstand vom einen Wellenkamm zum anderen, Wellenhöhe oder den lotrechten Abstand von Wellenberg und -tal, Wellenperiode oder die Zeitdauer zwischen zwei aufeinanderfolgenden Wellenbergen, und Fortpflanzungsgeschwindigkeit (gemessen in Metern und Sekunden).

Die Wellenlänge ist 19—39mal so groß wie ihre Höhe, und zwar ist sie um so größer, je kleiner die Wellenhöhe ist. Sie beträgt einige 30 bis weit über 100 m. Die Sturmwellen des offenen Ozeans sind 60—140 m lang. Die höchste beobachtete Länge ist 824 m. Die Wellenhöhe beträgt gewöhnlich nur einige Meter, selten über 10 m. Die Wellenperiode schwankt zwischen 5 und 9 Sekunden. Die Wellengeschwindigkeit endlich hängt außer von der Höhe und Länge der Wellen von der Meerestiefe ab und wächst (wegen der Reibungsabnahme) mit dieser. Sie beträgt:

bei	30 m	Wellenlänge und	300 m	Tiefe	6,8	m/sek	oder etwa	25	km/Stunde
„	300 „	„	3000 „	„	21,25	„	„	78,5	„

Die höchste beobachtete Geschwindigkeit beträgt 35,8 m/sek[1]).

Mit der Windstärke wächst die Höhe, Länge und Geschwindigkeit der Wellen.

Unvergleichlich gewaltiger können die beim Ausbruche von im Meere gelegenen Vulkanen erzeugten Wellen werden. Eine japanische Flutwelle dieser Art (23. Dezember 1854) hatte eine Länge von 390 km und erreichte San Francisco in $12^1/_2$ Stunden, hatte also eine Geschwindigkeit von 180 m/sek!

Ein Überkippen der Wellenkämme tritt ein, wenn die Wellenberge schneller laufen als die Wellentäler. Dies kann auf doppelte Weise bewirkt werden, nämlich auf offenem Meere durch den Wind, der die Wellenberge stärker vorwärts drückt als die geschützten Täler, am Ufer oder an seichten Stellen durch die Reibung, die die tieferen Täler stärker verzögert als die höher liegenden Berge.

Nach der Tiefe zu nimmt die Wellenbewegung rasch ab. Immerhin kann sie ein paar hundert Meter tief hinabreichen.

Nur selten hört die Wellenbewegung des Meeres ganz auf. Selbst wenn die Winde ganz nachgelassen haben, dauert die Erregung der See noch längere Zeit fort und äußert sich in einer schwachen Bewegung der Meeresoberfläche, die man als Dünung bezeichnet.

Um die mechanische Kraft der gegen das Ufer anstürmenden Wogen richtig zu würdigen, muß man eine völlig offene Küste wie die des westlichen Skandinaviens, Irlands oder der Schottischen Inseln ins Auge fassen. Stevenson hat in den vierziger Jahren an Meßvorrichtungen[2]) festgestellt, daß die Stoßkraft der Brandung an der nordschottischen Küste im Sommer gegen 3000, im Winter über 10 000 kg auf das Quadratmeter beträgt und bei starken Stürmen auf über 30 000 kg steigen kann. Ähnliche Messungen bei Cherbourg und in Algier ergaben einen Druck von 3000—3500, bei Civitavecchia einen solchen von 16 000 kg auf das Quadratmeter. Auch die Größe der Blöcke, die bei Stürmen von der Brandungswoge losgerissen und fortbewegt werden, erlaubt einen Schluß auf deren Gewalt. An den Küsten von England sind schon oft über 100 Zentner schwere Blöcke losgerissen und meterweit fortgeschleppt worden. Die Geschichte so manchen Hafendammes legt Zeugnis von den ungeheuren Leistungen des sturmgepeitschten Meeres ab. So des von Plymouth, aus dem während eines Novembersturmes im Jahre 1824 Granitquadern bis zu 140 Zentner Gewicht herausgebrochen und zum Teil 60 m bergan geschoben wurden. Ja, im Hafen von Wick in Schottland wurde während eines ungewöhnlich heftigen Oststurmes in der

[1]) Zum Vergleich sei bemerkt, daß ein Schnellzug mit 60 km Geschwindigkeit in der Stunde sich mit 16,7 m/sek bewegt.

[2]) Sie sind nach dem Prinzip der Federwage hergestellt.

Nordsee ein künstlicher Wellenbrecher von 800 Tonnen Gewicht um 10—15 m verrückt.

Wo sich die Brandung an Steilwänden oder Klippen bricht oder in kaminartigen Felsspalten fängt, da kann sie sich weit über 30 m erheben. Sind doch schon wiederholt durch die sich aufbäumende Brandungswelle die fast 60 m über dem Meeresspiegel liegenden Fenster des Leuchtturms auf Unst (der nördlichsten Shetlandinsel) eingedrückt worden!

Die zerstörende Wirkung, welche die gegen die Küste prallenden Brandungswogen schon allein durch ihre mechanische Gewalt auf die Ufergesteine ausüben, wird wesentlich unterstützt durch die chemischen Wirkungen der Meeressalze sowie der im Meerwasser enthaltenen Kohlensäure und des Sauerstoffs. Untersuchungen von J. JOLLY[1]) haben gelehrt, daß Silikate (Orthoklas, Hornblende usw.) und Silikatgesteine (Basalt, Obsidian) im Meerwasser sich 2—14mal so rasch lösen wie in süßem Wasser. Daraus erklärt sich, daß die Bimssteinkörner, welche die Schleppvorrichtungen so häufig vom Boden der Tiefsee emporbringen, oberflächlich in eine weiche tonige Masse umgewandelt und auch die ebendorther stammenden basaltischen Lapilli stark zersetzt sind[2]).

Mit dieser chemischen Zersetzung der Gesteine vereinigt sich die Zerstörung der Uferfelsen durch die sich an sie anheftenden Pflanzen und Tiere — unter welch letzten namentlich die zahlreichen bohrenden Mollusken, Würmer, Echinodermen usw. in Betracht kommen — und in höheren Breiten durch das Gefrieren des in Spalten, Klüfte und sonstige Hohlräume eingedrungenen Meerwassers.

Zu allen diesen die Gesteine auswaschenden, lösenden, lockernden und zersprengenden Vorgängen gesellt sich endlich noch als besonders wichtig die Wirkung der von den Wellen mitbewegten Festkörper, insbesondere der Rollkiesel und Sandkörner, auf ihre Unterlage. Sie spielen für die Brandungswelle eine ähnliche Rolle wie für die strömenden Wässer des Festlandes. Indem sie nämlich beständig gleich Geschossen gegen die Uferwände geschleudert werden, reiben, scheuern und schleifen sie die Felsoberfläche allmählich ab. Durch die Festkörper also erhält die Brandung erst ihr hohes Erosionsvermögen.

Das am Strande hin und her bewegte lose Material wird teils unmittelbar durch die Wogen von den Steilwänden der Küste losgerissen, teils geht es aus der fortwährenden Unterwaschung und dem dadurch bedingten Nachbrechen der Uferwände hervor. Eine Zeitlang bilden die sich an deren Fuße anhäufenden, mitunter haushohen Trümmer einen gewissen Schutz gegen die Brandung. Allmählich aber werden sie selbst eine Beute der See. Von

[1]) JOLLY, Compte rendu 8. congrès geol. intern. Paris 1901, S. 774.

[2]) JOH. WALTHER, Lithogenesis, S. 568.

jeder sich zurückziehenden Welle mitgerissen, von jeder kommenden wieder vorgestoßen, unterliegen sie einer beständigen gegenseitigen Reibung und Scheuerung, durch die jener eigentümliche mahlende Ton entsteht, der an steinigen Küsten fast nie ganz aufhört und die Nähe der See schon von ferne ankündigt. Durch die Reibung verlieren die Gesteinstrümmer bald ihre Ecken und Kanten und werden in Gerölle und schließlich in Sand umgewandelt. Daß mit diesem Zerkleinerungsvorgange auch eine Abschleifung der festen Unterlage des Rollmaterials und damit die Entstehung eines mehr oder weniger ebenen Strandes verbunden sein muß, liegt auf der Hand.

Auch die Gerölle des Meeresufers weisen wie die der Flüsse Schlagfiguren (vgl. S. 477) auf und unterscheiden sich überhaupt in nichts von den Flußgeröllen (A. Heim).

Aus der großen Bedeutung, welche die Ufergerölle für die Zerstörung einer Felsküste haben, erklärt sich leicht, daß da, wo infolge sofortigen steilen Absinkens der Küste bis zu großer Tiefe Strandgerölle fehlen, die Brandungserosion langsam arbeiten wird. Umgekehrt wird sie um so kräftiger wirken, je größer die Menge der Gerölle und je größer deren Härte ist.

Die Stärke der Brandung hängt einmal von der Kraft und Richtung der Wellen und dann von der Beschaffenheit der Küste ab. Je höher und schneller die gegen das Ufer stürmenden Wogen sind und je mehr ihre Richtung senkrecht zu der der Küste ist, desto größer wird unter sonst gleichen Umständen ihre zerstörende Kraft sein. Bei gleicher Stärke der Brandung wird sie aber auch um so größer sein, je steiler die Küste ist und aus je weniger widerstandsfähigem Gestein sie besteht.

Im allgemeinen läßt sich aussprechen, daß an flachen sandigen Küsten die Zerstörungen durch das Meer gering sind, ja daß hier nicht selten dessen aufbauende Tätigkeit überwiegt; an Steilküsten dagegen sind sie oft gewaltig und denen der mächtigsten Wasserfälle vergleichbar. Man kann daher behaupten, daß die offenen ozeanischen Küsten die Stätte der größten fortwährenden Gesteinszerstörung sind. Zieht man die Gesamtlänge solcher Küsten in Betracht, so wird man die Bedeutung dieses Zerstörungsvorgangs begreifen.

Zu beachten ist dabei, daß die stärkste Brandungsarbeit stets bei Sturmfluten geleistet wird, die somit für die marine Erosion eine ähnliche Rolle spielen wie Hochwasserzeiten für die Flußerosion.

Eine gute Schilderung der Wirkung der großen Sturmflut vom 9./10. Januar 1914 auf die ostpreußischen Küsten hat A. Tornquist[1]) gegeben. Der Seespiegel hob sich damals um 3—4 m über seinen gewöhnlichen Stand. Am Kliff hat die Brandung ihre Spuren sogar in 12—15 m Höhe

[1]) Tornquist, Schriften d. physik.-ökonom. Ges. Königsberg i. Pr. 1915.



zurückgelassen. Große Sandmassen wurden fortgespült und namentlich die aus alluvialen und diluvialen Sanden bestehenden Steilränder stark beschädigt, während im Geschiebemergel des Kliffs nur Hohlkehlen und Grotten ausgewaschen wurden, die später Nachstürze veranlaßten.

Nicht minder beachtenswert ist der ausführliche, mit Karten und Abbildungen reich ausgestattete Bericht, den OTTO, KEILHACK, MENZEL, JENTZSCH, TORNAU und KAUNHOWEN[1]) über die Verheerungen (Abspülungen, Abbrüche und Abrutschungen der Steilküste, Beschädigung und Zerstörung von Uferbauten usw.) gegeben haben, welche die genannte Wintersturmflut an den deutschen Ostseeküsten verursacht hat. Unter den damals entstandenen Neubildungen verdient besonders ein Geröllwall von 45 m Breite, 2,2 m Höhe und 150 m Länge erwähnt zu werden, der innerhalb eines Tages auf dem Konzertplatz von Saßnitz auf Rügen aufgeworfen wurde.

So gewaltig aber die Wirkungen der Brandung auch sind, so sind sie doch im wesentlichen auf die oberste Meereszone beschränkt. Denn, wie schon oben bemerkt, nimmt die Bewegung des Wassers nach der Tiefe zu rasch ab. Zwar sollen durch Sturmeswellen mitunter noch aus 200 m Tiefe Gegenstände an die Küste geworfen worden sein; auch hat man berechnet, daß die Schwingungen der größten bekannten, durch Erdbeben erzeugten Wellen bis über 200 m hinabreichen; allein nach DELESSE[2]) erfahren untermeerische Bauten im Mittelmeer schon in 5 m und im Atlantischen Ozean schon in 8 m Tiefe keine nennenswerten Beschädigungen mehr. Im Biskayischen Meerbusen wird gröberer Sand in Tiefen unter 10 m nicht mehr fortbewegt, während die Bildung von Wellenfurchen im Kanal nur bis zu 40, im Mittelmeer nur bis zu 50, im offenen Ozean nur bis zu 200 m Tiefe wahrnehmbar ist. Auch nach den Beobachtungen von A. AGASSIZ sollen an der Küste von Florida die aufrührenden Wirkungen der See auf den Boden unterhalb 200 m gänzlich aufhören.

Erosion an Küsten. Als eine erste Wirkung der marinen Erosion entstehen an felsigen, namentlich aus Kalksteinen bestehenden Küsten Rillen, mehr oder weniger tiefe Rinnen und wagrecht oder schräg ins Gestein eindringende rundliche Auswaschungslöcher von der verschiedensten Gestalt und Größe.

Da die zurückströmende Welle vielfach durch kleine Klippen oder sonstige Vorragungen des Bodens aufgehalten und zu Wirbelbewegungen veranlaßt wird und auch die vom Wasser mitgeführten Rollsteine an dieser

---

[1]) OTTO und die Genannten, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. Bd. XXXV, II, S. 111—176. Berlin 1914.

[2]) DELESSE, Lithologie des mers de la France, S. 110. Paris 1872.



Drehbewegung teilnehmen, so bilden sich am Fuße von Steilküsten häufig senkrechte, mitunter mehrere Meter tiefe Ausstrudelungslöcher. Sie sind den früher beschriebenen Strudelkesseln, wie sie in Gletschermühlen und an Stromschnellen entstehen, ganz ähnlich, aber viel zahlreicher. In sehr regelmäßiger zylindrischer Ausbildung kann man sie unter anderem im obersilurischen Kalk am Nordweststrande der Insel Gotland unweit Hohburg beobachten. Neben tieferen Strudeltöpfen aber findet man dort alle vom Meere benetzten Kalkplatten dicht bedeckt mit kleinen, nur 2—5 cm

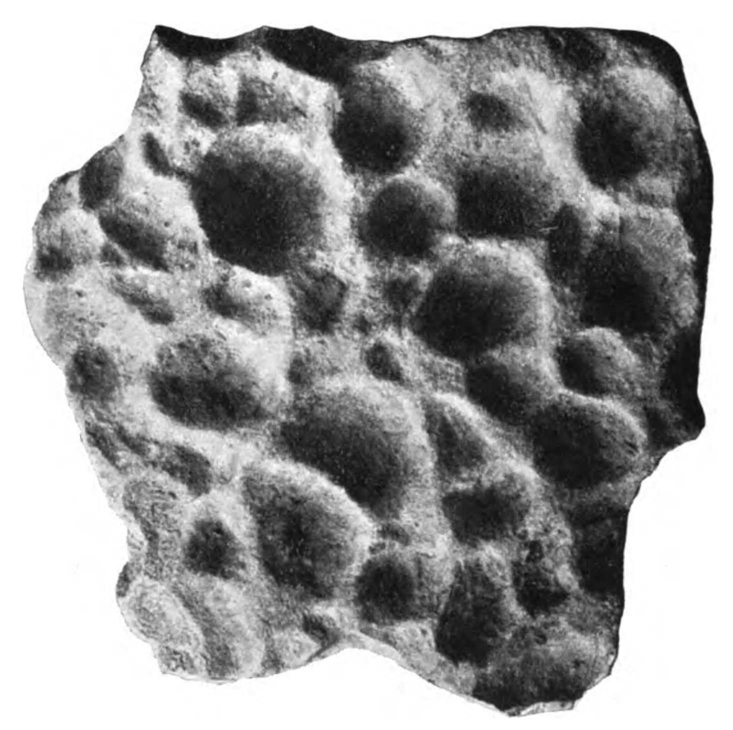


Fig. 485. Ausstrudelungslöcher im Silurkalk von Hohburg auf Gotland[1]). Urstück im Marburger Geologischen Museum.

tiefen Auswaschungslöchern, die den Platten ein wabenförmiges Aussehen verleihen und unzweifelhaft ebenfalls nur ein Werk der Strudelerosion darstellen (vgl. Fig. 485).

Schreitet die Auswaschung weiter fort, so entstehen Höhlen, Grotten und Felstore, wie sie an fast allen Steilküsten vorkommen. Die zahlreichen Grotten an der Küste der Insel Capri, die Grotte von Porto Venere bei Spezia, die Höhlen an der Küste von Helgoland, die berühmte Fingalshöhle auf Staffa sind bekannte Beispiele für diese Unterwaschung und Unterhöhlung des Gestades durch die Brandungswellen.

[1]) G. Lindström, Geol. Fören. Stockh. Förenhandl. Bd. III, 1877.

Eine unmittelbare Folge davon sind Zusammenbrüche der Felswände. Sie sind namentlich da, wo die Steilküsten wie auf Rügen und in Südengland aus weichem Gestein bestehen, etwas Häufiges.

Eine weitere Wirkung der marinen Erosion besteht in der Bildung von Strand- oder Küstenterrassen. Diese ähneln in jeder Hinsicht den früher (S. 558) besprochenen Terrassen an den Steilküsten größerer Binnenseen. Auch ihre Entstehungsweise ist die gleiche, insofern sie nichts anderes darstellen als Auswaschungen des Ufers im Niveau der Brandung oder genauer im Niveau zwischen der tiefsten Ebbe und der höchsten Flut.

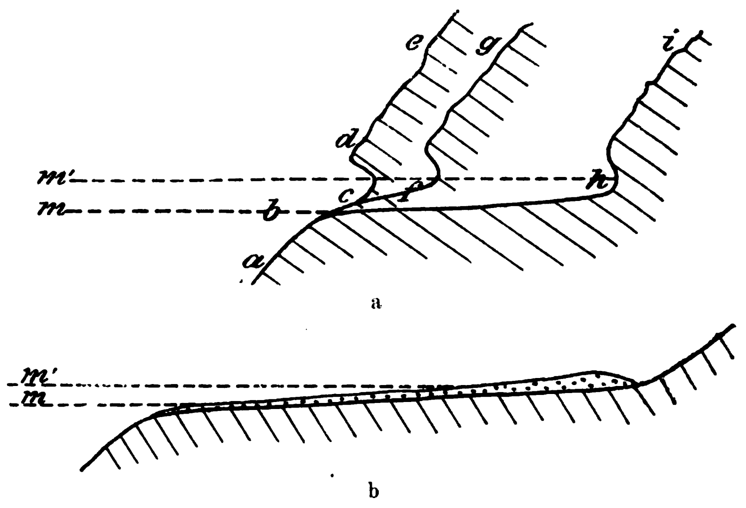


Fig. 486. Entstehung, allmähliche Verbreiterung (a) und Endgestalt (b) einer marinen Küstenterrasse. Nach Richthofen. *m* und *m'* tiefster und höchster Meeresstand.

Nach Richthofen stellen die Strandterrassen in ihrer ersten Anlage mehr oder minder wagrechte hohlkehlenförmige Ausnagungen in dem ursprünglich gleichmäßig abfallenden Gehänge *a c d e* (Fig. 486 a) dar. Indem die Hohlkehle (*c*) allmählich landeinwärts vorrückt (nach *f*, *h*) und die überliegende, ihres Halts beraubte Felswand nachbricht und zurückweicht (nach *f g*, *h i*), entsteht ein ebener Strand, der gewöhnlich mit Erosionserzeugnissen, mit Geröll und Sand bedeckt, mitunter aber auch felsig ist. Anfänglich ziemlich steil gegen das Meer einfallend, wird die Terrasse mit zunehmender Breite immer flacher. Da aber die auf der schiefen Ebene aufwärts rollenden Wellen rasch ihre Kraft einbüßen, so wird mit wachsender Breite der Plattform bald der Zeitpunkt eintreten, wo nur die Wellen der höchsten Flut die im Hintergrunde der Terrasse liegende Steilwand, das sogenannte Kliff, werden erreichen können. Von diesem Augenblicke an wird die Terrasse nicht mehr breiter werden. Die sie begrenzende Steilwand ist dann, solange das Meeresniveau unverändert bleibt, der Einwirkung der

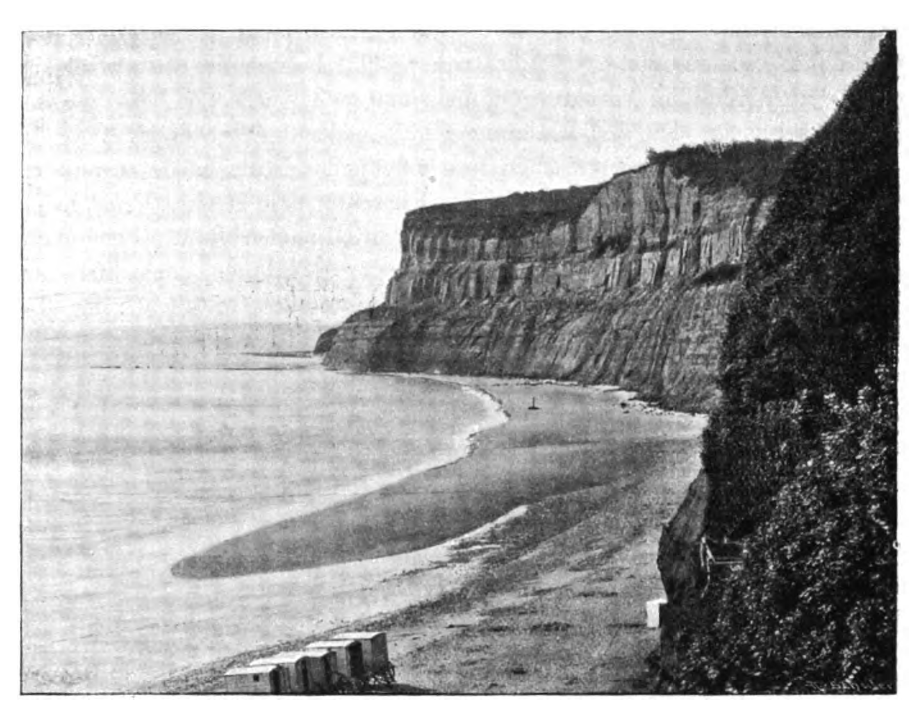


Fig. 487. Strandterrasse mit darüber sich erhebender Steilwand. Insel Wight. Nach Photographie.

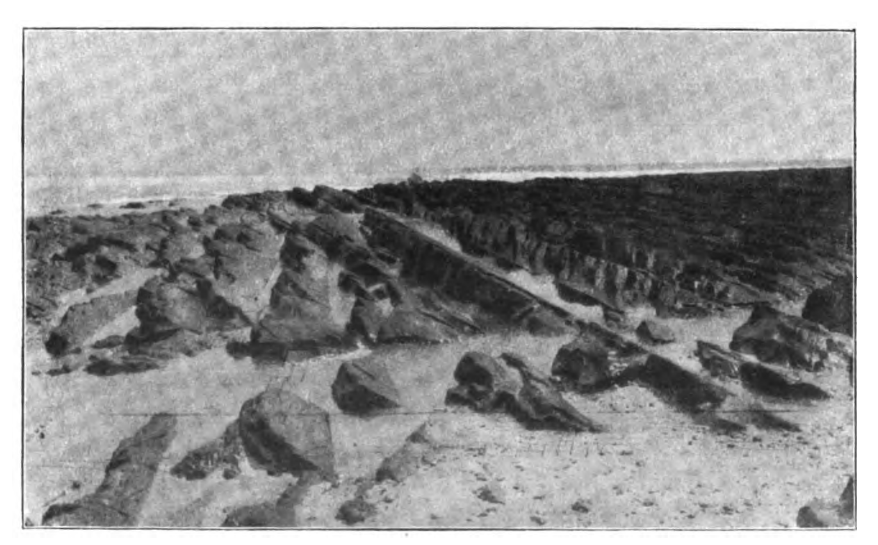


Fig. 488. Ausgezeichnete Abrasionsterrasse unweit Kap Dellys in Algerien, in steil aufgerichtete alttertiäre Sandsteine eingeschnitten. Nach TH. FISCHER[1]).

[1]) FISCHER, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, S. 571. Berlin 1906.

Brandungswelle entrückt. Ihre bis dahin aus frischestem Gestein bestehende und daher die maximale Steilheit (vgl. S. 403) besitzende Stirn wird sich unter dem Einfluß der Verwitterung mehr und mehr verflachen, während ihre breite Oberfläche sich mit Brandungsschutt bedeckt (Fig. 486 b).

Je nach der petrographischen Beschaffenheit der die Küste zusammensetzenden Gesteine wird die Gestalt der Küstenterrasse gewisse Verschiedenheiten zeigen. G. HAGEN[1]) hat dies experimentell nachgeahmt. Gleichmäßig abfallende Sand- und Kiesböschungen nahmen nach 300 bzw. 1200 Wellenschlägen die in Fig. 489 (oben) dargestellte Gestalt an: der über Wasser liegende Teil der Abdachung erschien flach abgeböscht; der darunter-

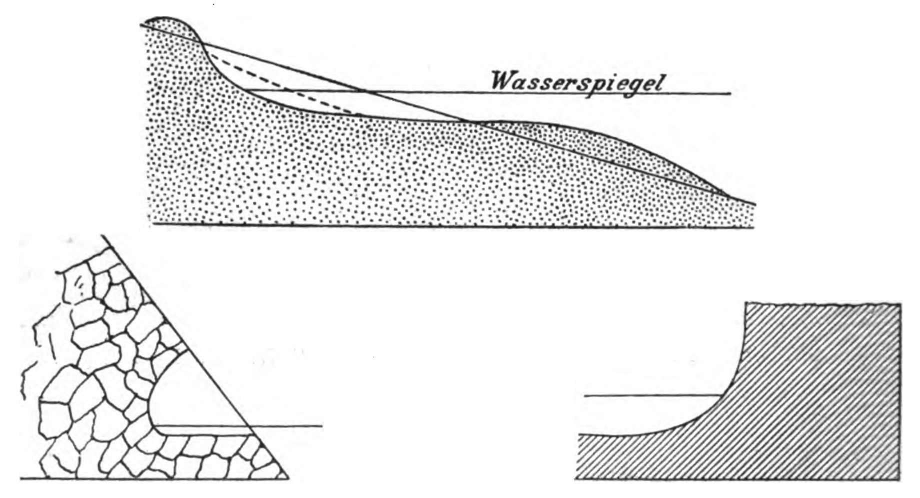


Fig. 489. Umgestaltung einer Sand- (oben), Ton- (unten rechts) und Fels- (unten links) Böschung durch den Wellenschlag des Meeres. Nach G. HAGEN.

liegende aber wurde infolge teilweiser Wiederablagerung der abgespülten Massen in eine breite flache, erst in einiger Entfernung vom Ufer steiler abfallende Terrasse umgewandelt. Tonige Böschungen erhielten nach 500 Wellenschlägen die in derselben Figur unten rechts dargestellte Gestalt: es wurde eine konkave, zuerst steil zur Wasserfläche abfallende, darunter aber sich rasch verflachende Brandungskehle ausgewaschen. An Felsböschungen endlich bildet sich eine tiefe Kehle mit überhängender Hinterwand und schmaler untermeerischer Plattform (desgleichen, unten links).

Strandterrassen sind eine überaus verbreitete, nicht leicht irgend einer Felsküste ganz fehlende Erscheinung. Ihre Breite bleibt indes im allgemeinen beschränkt und überschreitet nur selten $^1/_2$ bis ein paar Kilometer. Zwar kommen ausnahmsweise auch Terrassen von 10 und mehr Kilometer Breite vor; allein in solchen Fällen mag wohl immer eine Senkung des Meeres-

[1]) HAGEN, Handbuch der Wasserbaukunst 2. Aufl., III, 1, S. 97 ff., 1878.

spiegels mit im Spiele sein. Eine solche ist wohl für die marokkanische Küste anzunehmen; und ebenso wahrscheinlich für die Norwegens, wo vom 60. Grad n. Br. bis nach Tromsö eine breite niedrige Plattform hinzieht, die H. Reusch als die norwegische Küstenebene bezeichnet. Auf ihr liegt eine ganze Reihe von Häfen und Städten und es gehören ihr auch zahllose Küsteninseln sowie das ganze Heer der als Schären bekannten Felsinselchen an.

Steigt an einer Felsküste das Land plötzlich oder tritt eine Erniedrigung des Meeresspiegels ein, so wird die Strandterrasse in eine höhere Lage gerückt und in eine Hochterrasse verwandelt, während die Brandung in der dem veränderten Meeresstrande entsprechenden Höhe einen neuen Strand schafft. Derartige ältere hochliegende Küstenterrassen sind mitunter in größerer Anzahl vorhanden; so besonders an den Küsten von Norwegen, Schottland und Grönland.

Die Schnelligkeit, mit der die Küstenzerstörung fortschreitet, hängt ganz wesentlich ab von der Widerstandsfähigkeit des Gesteins und der Art seiner Lagerung. Es liegt auf der Hand, daß die Brandung in weichem oder stark zerklüftetem Gestein rascher arbeiten

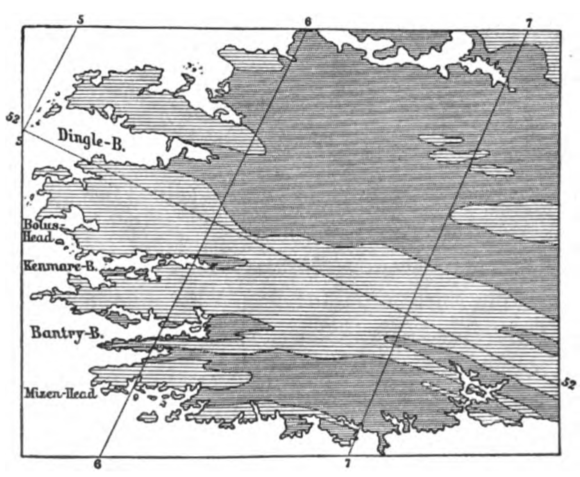


Fig. 490. Geologisches Kärtchen des südlichen Teils der irischen Westküste. Maßstab etwa 1 : 2 000 000. Heller schraffiert: Old Red; dunkler: Kohlenkalk.

wird als in hartem und festem. Wo daher eine ursprünglich geradlinige Küste aus Tuffen mit eingelagerten festen Eruptivgesteinsstöcken oder aus einem Wechsel weicher Tonschiefer und harter Quarzite besteht, da werden mit der Zeit die harten Gesteine in vorspringende Landzungen, die weichen aber in mehr oder weniger tiefe Buchten umgewandelt werden. Die Bildung dieser Vor- und Rücksprünge wird um so rascher vor sich gehen, je mehr die Küste senkrecht zum Schichtenstreichen verläuft.

Es liegt auf der Hand, daß da, wo Küsten dieser Art sich im Zustande säkularer Senkung befinden, die Brandungserosion ein besonders leichtes Spiel haben wird. Solche sinkende, „ertrinkende" Küsten alter Rumpfschollen werden als Riasküsten bezeichnet. Sie besitzen stark zerschlitzte zackige Umrisse mit tief ins Land eingreifenden Buchten und weit ins Meer vorspringenden Vorgebirgen und Landzungen. Die Buchten liegen immer da, wo leicht zerstörbare Schichten auf die Küste treffen, während die Vorsprünge mit dem Auftreten widerstandsfähigerer Gesteine zusammenfallen. Die Küsten der Bretagne, Schottlands und Irlands, die Westküste von Korsika, die Nordwestküste Spaniens u. a. bieten ausgezeichnete Beispiele von Riasküsten.

So besteht der südliche Teil der irischen Westküste von der Mündung des Shannonflusses bis zum Vorgebirge Toe Head aus einem mindestens sechsfachen Wechsel schmaler, weit ins Meer vorspringender Halbinseln und tief ins Land eindringender fjordartiger Buchten, die alle nach NO ver-

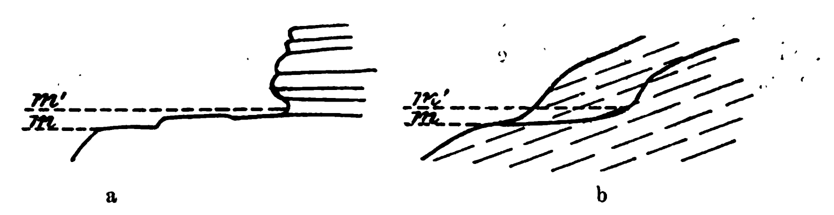


Fig. 491. Angriff der Brandung auf wagrechte und seewärts geneigte Schichten. Nach RICHTHOFEN.

laufen (Fig. 490). Diese auffällige Küstengestalt ist bedingt durch einen ebenso vielfachen Wechsel von Kohlenkalk- und Old Red-Sandsteinzügen. Der Kalk ist infolge seiner starken Zerklüftung überall das leichter zerstörbare Gestein, und sein Auftreten fällt daher jedesmal mit einer Bucht zusammen, während der in Antiklinalen aus ihm hervortretende wetterfeste Sandstein weit vorspringende Rücken bildet.

Während solche Küsten durch einen steten Wechsel von Aus- und Einbuchtungen wie gefranst erscheinen, zeigen solche, die dem Schichtenstreichen parallel sind, fast immer einen einförmigen geradlinigen Verlauf.

Von nicht unbeträchtlichem Einfluß auf die Schnelligkeit der Küstenzerstörung ist weiter die Art der Lagerung der Schichten. Fallen die Schichten dem Meere zu, so werden sie von den Wogen am wenigsten abgenutzt, weil die Kraft der auf der Schichtfläche hinaufrollenden Brandungswelle durch die Emporhebung des Wassers sowie durch die Reibung am Gestein und an den auf derselben Fläche zurückströmenden Wogen rasch gebrochen wird (Fig. 491 b). Auch bei wagrechter Schichtenlage schreitet die Arbeit der Brandung ziemlich langsam fort, weil auf der sich bildenden Strandterrasse leicht Stufen entstehen, die die Kraft der herankommenden Wellen erheblich

abschwächen (Fig. 491 a). Fallen endlich die Schichten landwärts (Fig. 486, 488), so ist die zerstörende Wirkung am größten, weil das Gestein dann am leichtesten unterwaschen wird und der Angriff der Brandung auf die ihr zugekehrten Schichtenköpfe besonders heftig ist.

Wie groß der Landverlust felsiger Küsten durch die fortwährenden Angriffe der See ist, zeigen große Strecken der norwegischen, schottischen, irischen, bretagnischen und normannischen Küsten. Ganze Schichtenmassen werden hier im Laufe weniger Jahrzehnte abgetragen und fortgeführt. Anfangs bleiben noch einzelne Landzungen, Inseln und Klippenzüge gewisser-

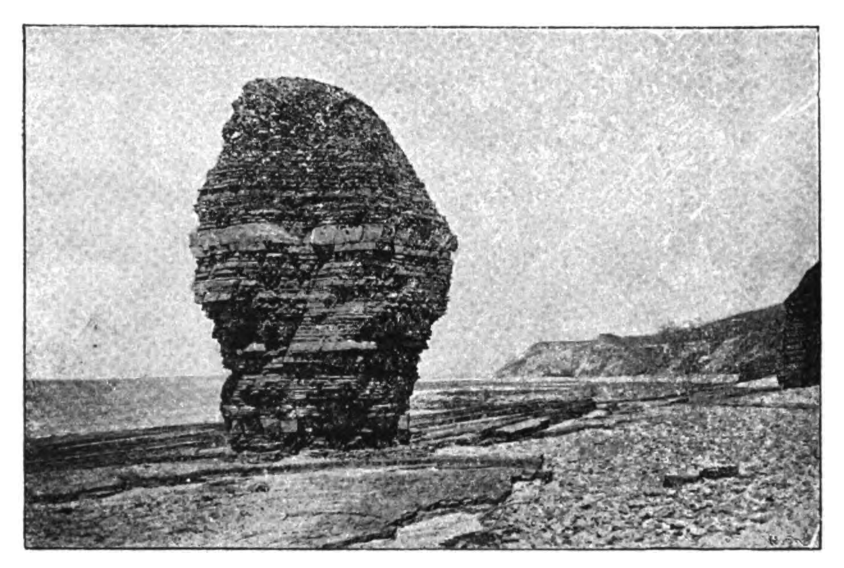


Fig. 492. Parson. Vereinzelte Klippe (Rotliegendkonglomerat) in der Gegend von Teignmouth an der Südküste von Devonshire. Nach Photographie.

maßen als vorgeschobene Posten stehen, bis auch sie der fortgesetzten Zerstörung zum Opfer fallen (Fig. 492 u. 493).

Lyell hat im ersten Bande seiner „Principles" den Zerstörungen durch die Brandung, die sich im Laufe der letzten Jahrhunderte an den englischen Küsten abgespielt haben, ein langes Kapitel gewidmet. An der Küste von Norfolk und Suffolk rückte die See allein in den Jahren 1824—1829 um mehr als 16 m landeinwärts, und zugleich vertiefte sich der Meeresgrund in dem Maße, daß da, wo noch vor vier Jahren Felsen von 25 m aufragten, große Schiffe fahren konnten. Das auf einer kleinen Insel an der Küste von Kent gelegene Reculver, ursprünglich eine altrömische Militärstation (Regulvium), lag zur Zeit Heinrichs VIII. fast noch eine englische Meile von der Küste entfernt, während schon im Jahre 1780 die Kirche des Ortes von der Brandung bedroht war und der Ort selbst seitdem wiederholt abgebrochen und weiter landeinwärts wieder aufgebaut worden ist.

Wo die Steilküste aus leicht zerstörbaren Gesteinen besteht, da ist der Fortschritt des Meeres ein noch rascherer. So bei Holderness in Yorkshire, wo das Ufer aus Geschiebelehm besteht und die See auf fast 60 km Länge alljährlich 2—3 m landeinwärts schreitet.

Ein sehr bekanntes Beispiel für die unaufhaltsame Zerstörung einer felsigen Küste durch das Meer bietet die Insel Helgoland, von der es feststeht, daß sie sich seit undenklichen Zeiten verkleinert hat[1]).

Wie das nachstehende Kärtchen zeigt, besteht sie 1. aus einer größeren westlichen Hauptinsel, dem eigentlichen Helgoland, einem sich

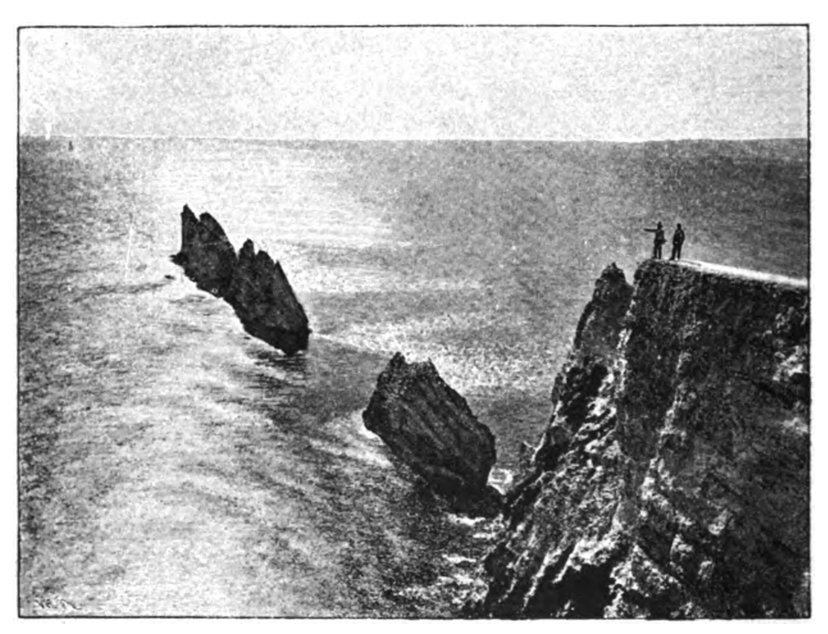


Fig. 493. Die „Needles" an der Küste der Insel Wight. Nach Photographie.

bis 60 m über den Meeresspiegel erhebenden langen, hauptsächlich aus (nach O geneigtem) Buntsandstein aufgebauten Felssockel mit einem schmalen, nur zur Ebbezeit trockenliegenden Strande, und 2. aus einer kleineren, 1 km östlich liegenden niedrigen Sandinsel, der sogenannten Düne, die aber ebenfalls einen Kern von festen Gesteinen (Muschelkalk und Kreide) besitzt. Dieser Kern ragte ehemals als „Wittecliff" bis zur Höhe der jetzigen Hauptinsel auf. Erst der Abbruch des Kalks durch die Helgoländer ermöglichte es der großen Flut von 1712 die Kalk- und Kreidemassen von der Buntsandsteinklippe des eigentlichen Helgoland zu trennen. Die letzten Reste der

[1]) Siehe besonders die Schriften von WIEBEL (1848) und OETKER (1855) über Helgoland, sowie einen Aufsatz von A. CONZE, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904. — Vgl. auch das schöne Werk von BROHM, Helgoland in Geschichte usw. Kuxhaven 1907.

Kalkmasse bildeten im 19. Jahrhundert eine kleine dünenbedeckte Insel, die durch die Sturmflut zu Weihnacht 1894 fast ganz vernichtet wurde und jetzt nur durch künstliche Bauten gegen die Brandung geschützt wird. Beide Inseln, ebenso wie die langgezogenen Senken (die sogenannten Häfen) des sie trennenden Meereskanals und die anstoßenden Untiefen (sogenannte Brunnen), folgen in deutlicher Weise der durch das Schichtenstreichen bedingten NW-Richtung.

Daß Helgoland noch in der Diluvialzeit einen erheblich größeren Umfang hatte und wahrscheinlich mit dem Festlande zusammenhing, beweisen

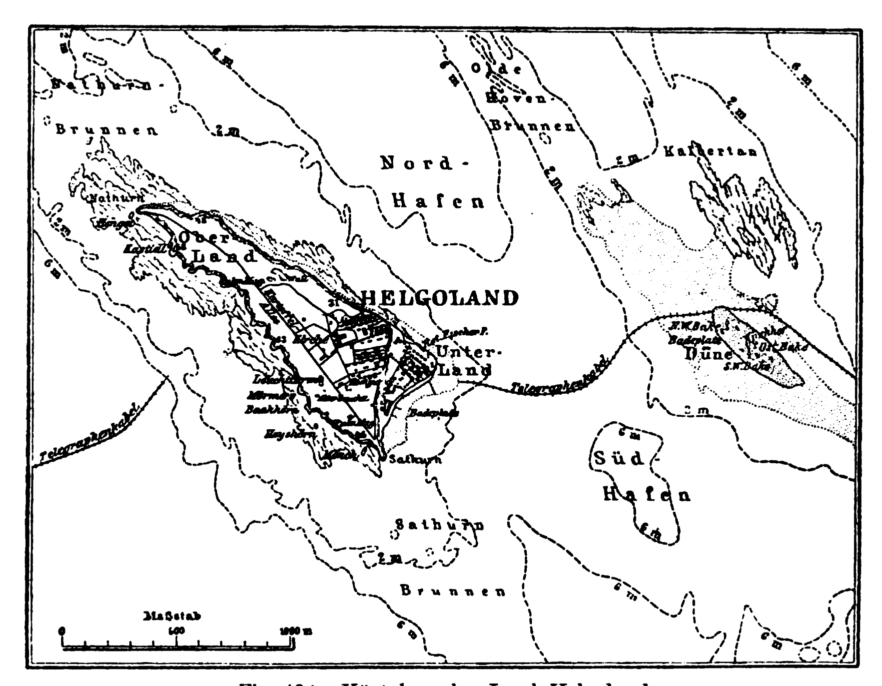


Fig. 494. Kärtchen der Insel Helgoland.

die in den tonigen Ablagerungen (dem sogenannten Töck) des Nordhafens vorkommenden Süßwasserkonchylien, die ausnahmslos aus noch heute in Norddeutschland lebenden Arten bestehen.

Leider ist die Abbröckelung der merkwürdigen Felseninsel unaufhörlich fortgeschritten — allein aus den letzten 200 Jahren zählt Oetker mindestens zwanzig große Einstürze auf —, so daß es trotz aller umfassenden Schutzmaßregeln zweifelhaft erscheint, ob sie sich auf die Dauer wird erhalten lassen.

Ein gutes Beispiel für die schnelle Zerstörung steiler Küsten durch die Brandung bietet auch die Westküste der Insel Sylt. Um die Mitte des 18. Jahrhunderts begannen die die Insel gegen das Meer schützenden Dünen

nach O zu wandern, und ihnen folgte unaufhaltsam das Meer. 1757 mußte die Kirche des Dorfes Rantum abgebrochen werden. 30 Jahre später waren die Dünen bereits über sie fortgeschritten, und die Wellen bespülten ihre

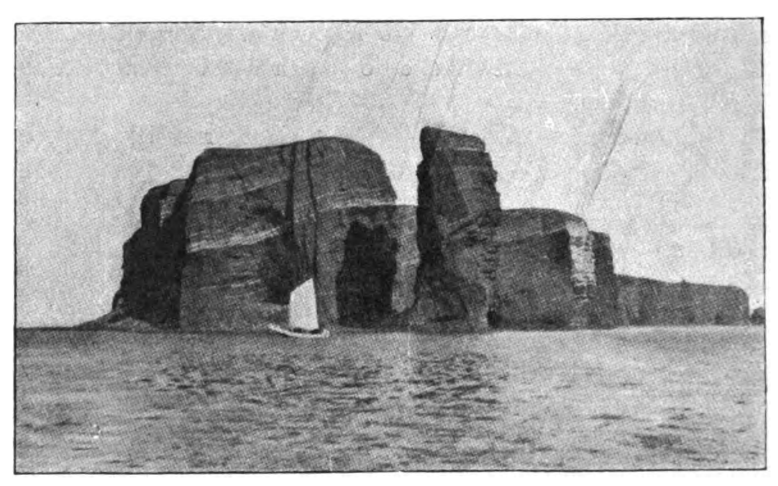


Fig. 495. Ansicht von Helgoland von NW her. Im Vordergrund das Nordhorn (Nathurn) und die Klippe des sogenannten Hengstes. Nach Photographie.

Grundmauern. Nach weiteren 60 Jahren lag die Stelle schon 200 m von der Küste entfernt, und das Meer war dort über 3 m tief. Auch eine zweite Kirche ist seitdem von den vordringenden Dünen begraben worden.

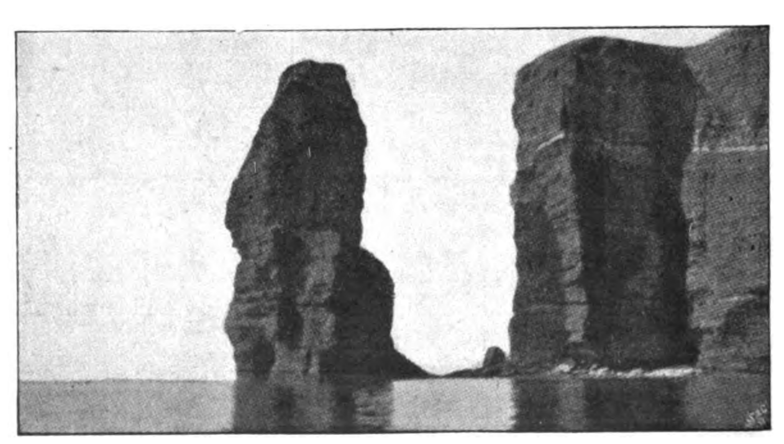


Fig. 496. Hengst und Nordhorn aus größerer Nähe. Nach photographischer Aufnahme im Juli 1902.

An Flachmeerküsten sind die Zerstörungen durch die Brandung im allgemeinen ungleich geringer und nehmen nur zu Zeiten von Windstau und bei Springfluten einen größeren Umfang an.

Anders verhält es sich freilich da, wo sich die Küste im Zustand säkularer Senkung befindet. Wo dies der Fall ist, kann auch an Flachküsten der Landverlust mit der Zeit sehr bedeutend werden. So an der deutschen und niederländischen Nordseeküste. Trotz der großen Masse der alljährlich durch die Ems, den Rhein, die Maas und Schelde ins Meer geführten Sinkstoffe findet hier kein Landzuwachs, sondern ein beständiges Vordringen des Meeres statt. So ist der Zuidersee erst im 13. Jahrhundert infolge wiederholter Meereseinbrüche entstanden, während zu TACITUS' Zeit dort noch zusammenhängendes, nur durch einige kleine Seen unterbrochenes Festland bestand. Später wurde er in einen Strandsee verwandelt, dann in einen Seearm, dessen Tiefe ständig zunimmt, so daß er jetzt von viel tiefer gehenden Schiffen befahren werden kann als in früheren Jahrhunderten.

Auch der Dollart und Jadebusen haben sich in ähnlicher Weise erst in den letzten 1000 Jahren gebildet. Daß in derselben Zeit die Friesischen

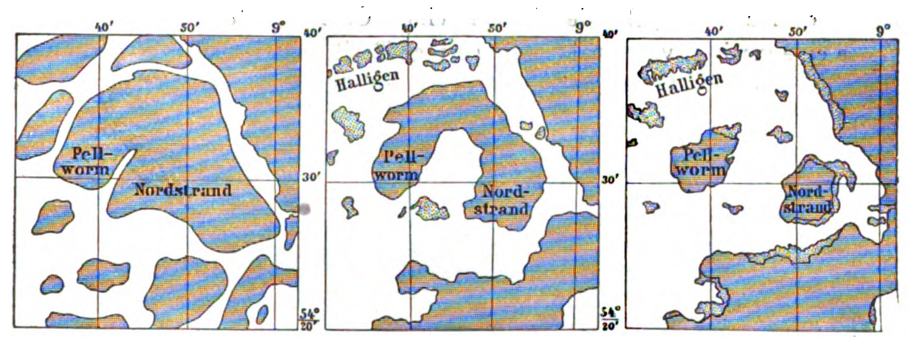


Fig. 497. Kärtchen der nordfriesischen Insel Nordstrand zu verschiedenen Zeiten Nach R. HANSEN.

Inseln (Borkum, Juist, Norderney u. a.), die ursprünglich mit dem Festlande zusammenhingen, ebenso wie die viel genannten Halligen sich andauernd verkleinert haben[1]), ist weiten Kreisen bekannt. Als Beispiel für diese fortgesetzte Abbröcklung des Landes geben wir hier nach R. HANSEN drei auf die Jahre 1240, 1634 und 1892 bezüglichen Kärtchen der ehemals recht ansehnlichen nordfriesischen Insel N o r d s t r a n d wieder (Fig. 497)[2]).

An den Küsten der ruhigeren Ostsee ist der Landverlust nicht so erheblich wie an der Nordsee; doch haben auch hier stellenweise beträchtliche Zerstörungen stattgefunden.

---

[1]) Es würde übrigens irrig sein zu glauben, daß die deutsche Nordseeküste seit historischer Zeit in ihrer ganzen Ausdehnung nur Landverlust erlitten hätte. Nach R. HANSEN (Petermanns Geogr. Mitteil. 5. Heft, 1891) haben vielmehr einzelne Küstenstrecken (z. B. das Wattengebiet zwischen Elb- und Eidermündung) einen Landzuwachs erfahren.

[2]) HANSEN, Küstenveränderungen im südwestlichen Schleswig in der geschichtlichen Zeit. (Petermanns Geogr. Mitteil. 1893.)

So an der pommerschen Küste, wo der Landverlust in den letzten 100 Jahren an der Steilküste bei Arcona (auf Rügen) auf 300—400 m, an flachen geschützten Stellen auf 20—200 m geschätzt wird. Nach R. LEHMANN[1]) sollen von 1821—1831 jährlich 0,2 m, vor dieser Zeit aber 0,6 m Land verloren gegangen sein. An der zum großen Teil aus Geschiebemergel bestehenden, 5—10 m hohen mecklenburgischen Küste wäscht die See ganze Reihen von nischenförmigen Vertiefungen aus, an deren Wänden die herausgefallenen erratischen Blöcke tiefe Höhlungen hinterlassen, und reißt ein Stück Acker- und Wiesenland nach dem anderen fort. Die an der Küste zwischen Doberan und Warnemünde vielorts frei in die See hineinhängende Rasendecke mit ihren Sträuchern und Bäumen bildet einen sprechenden Beweis für das unaufhörliche, sich hier vollziehende Vordringen des Meeres in das Land.

Marine Abrasion. Wie wir oben gesehen, kann bei sich gleichbleibender Lage des Meeresspiegels die sich an einer Gebirgsküste bildende Strandplatte eine gewisse, verhältnismäßig geringe Breite nicht überschreiten. Wird aber, nachdem die Terrasse ihre größte mögliche Breite erreicht hat, durch

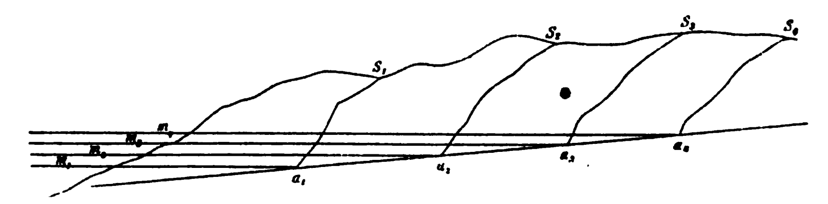


Fig. 498. Schema zur Erläuterung der Entstehung einer marinen Abrasionsfläche infolge dauernder Senkung des Landes. Nach RICHTHOFEN.

Senkung des Landes oder Hebung des Meeresspiegels die Grenze zwischen Meer und Festland landeinwärts verlegt, so wird die Zerstörungsarbeit der Brandung sofort wieder aufgenommen. Reichte früher bei einem Meeresstande m_1 (Fig. 498) der Strand bis zur Steilwand $a_1\,s_1$, so wird nach Verlauf einer bestimmten Zeit, nachdem der Meeresspiegel sich bis m_2 gehoben, der Terrassenhintergrund bis $a_2\,s_2$ vorgeschritten sein. Die Küstenplattform wird sich also um das Stück $a_1\,a_2$ verbreitert haben und gleichzeitig wird das Gebirgsstück $s_1\,a_1\,a_2\,s_2$ abgetragen worden sein. Reicht infolge andauernder Hebung des Meeresspiegels der Strand nach Verlauf eines weiteren Zeitabschnittes bis m_3, so wird dadurch ein weiterer Fortschritt der Terrasse, nämlich um die Länge $a_2\,a_3$ bedingt und gleichzeitig das Gebirgsstück $s_2\,a_2\,a_3\,s_3$ zerstört werden. In ähnlicher Weise wird ein Anstieg des Meeres bis m_4 die Fortsetzung der Strandlinie bis $a_4\,s_4$ zur Folge haben usw. Kurz,

[1]) LEHMANN, Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Bd. 19, S. 332, Berlin 1884, und BORNHÖFT, Jahresber. d. Geogr. Ges., Greifswald 1883/84.

es leuchtet ein, daß wenn nur das Hinabsinken des Landes ins Meer lange genug andauert, durch das unausgesetzte Landeinwärtsschreiten der Brandungswoge allmählich ein ganzes Gebirge bis zur Fläche a_1 a_2 a_3 a_4 abgetragen und in einen ebenflächigen Meeresgrund verwandelt werden kann.

Diese Abschleifung und Abhobelung ist es, die RICHTHOFEN als marine Abrasion bezeichnet. Im gebührt das Verdienst, zuerst auf die außerordentliche Bedeutung dieses Vorganges hingewiesen zu haben, durch den nicht nur einzelne Gebirge, sondern ganze Kontinente abgetragen werden können. RICHTHOFEN selbst kam zur Erkenntnis dieses Vorganges durch seine in China gemachten Beobachtungen über die Gestalt der Fläche, mit der jüngere transgredierende Formationen einer älteren aufzuruhen pflegen. In der Regel ist die Oberfläche der älteren Formation nicht, wie man es im Fall einer Ausbreitung des Meeres über ein mannigfaltig durchfurchtes Festland voraussetzen sollte, uneben und wellig, sondern mehr oder weniger eben, oft sogar „wie abgehobelt". Besteht die ältere Formation aus hoch auf-

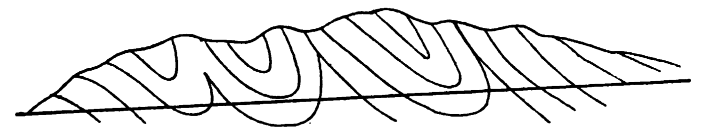


Fig. 499. Schema eines abradierten Faltengebirges.

gerichteten und steilen Falten, so sind deren obere Teile mit abgehobelt. Der Betrag der Abrasion ist in solchen Fällen oft außerordentlich groß. Einzelne noch erhaltene, tief eingeklemmte Mulden sind mitunter die einzigen Überreste von Sedimentformationen, die eine Mächtigkeit von 1000 und mehr Meter besaßen und vor ihrer Zerstörung zu einer Reihe von hohen Gewölben zusammengepreßt waren[1]).

Es ist in solchen Fällen klar, daß die betreffenden Formationen nach ihrer Ablagerung zu Gebirgen aufgestaut wurden und festes Land bildeten, und daß ihre Abrasion in einem über dem Meeresspiegel liegenden Niveau stattgefunden haben muß. Denn auf dem Meeresgrunde findet ja keine Abtragung statt.

Fragt man, welche geologischen Kräfte diese gewaltige Abschleifung bewirkt und ausgedehnte, ehemals von hohen Gebirgen eingenommene Landstriche in eine nahezu ebene Fläche umgewandelt haben, so liegt es auf der Hand, daß die gewöhnlichen abtragenden Kräfte des Festlandes, Verwitterung, Wasser-, Eis- oder Winderosion diese Arbeit nicht wohl geleistet haben können. Denn die Erosion schafft zwar Bodenfurchen, ist aber nach RICHTHOFEN außerstande, Landstriche von gewaltigem Umfang in so gleichmäßiger Weise abzuschleifen. Die Verwitterung ist dazu ebensowenig fähig. Sie kann

[1]) v. RICHTHOFEN, China II, S. 766, 1882.

die Einebnung schon deshalb nicht bewirkt haben, weil sie widerstandsfähige Gesteine aus dem Boden herausarbeitet, weniger wetterfeste aber zurücktreten läßt, während das Merkzeichen der Abrasionsfläche gerade darin liegt, daß alle Gesteine unabhängig von ihrem wechselnden Festigkeitsgrade gleichmäßig abgehobelt und in eine einheitliche, schwach und einseitig geneigte Ebene verwandelt werden.

Nach Richthofen gibt es unter allen mechanisch zerstörenden Vorgängen nur einen einzigen, der einen Landstrich in der bezeichneten Weise abzuschleifen vermag: die in das Innere eines sinkenden Kontinentes eindringende und über ihn hinwegschreitende Brandungswoge.

In den meisten Fällen bedeckt sich die Abrasionsfläche sofort mit den Überbleibseln der Zerstörung, die in der Nähe der Küste aus groben Konglomeraten, in einiger Entfernung von ihr aus feineren Sedimenten bestehen. Sie bedecken die älteren abradierten Schichten mit transgredierender und meist zugleich ungleichförmiger Lagerung. Es kommt aber auch vor, daß jüngere transgredierende Sedimente einer Abrasionsfläche völlig fehlen. Sie können dann entweder schon beim Hervortauchen der Abrasionsfläche aus dem Meere oder durch spätere Denudation entfernt oder vielleicht überhaupt nicht abgelagert worden sein.

Richthofen beschreibt aus China eine ganze Reihe von typischen Abrasionsgebirgen. Eines der schönsten und großartigsten Beispiele mariner Abschleifung aber bietet unzweifelhaft der Ural. Dieses große Grenzgebirge zwischen Europa und Asien ist bekanntlich ein echtes altes Faltengebirge, das ganz aus archäischen und paläozoischen (devonischen, karbonischen und permischen) Gesteinen zusammengesetzt, aber einseitig gebaut ist, da die paläozoischen Schichten im wesentlichen auf die flach absinkende Westseite beschränkt sind, während der mittlere Teil des Gebirges und der steile Ostabfall nur aus archäischen Gesteinen bestehen. Die archäischen Gesteine hören aber nicht etwa am Rande der von flach liegenden marinen Tertiärschichten eingenommenen asiatischen Ebene auf, sondern setzen sich in deren Untergrund noch weit nach O fort. Einen Beweis dafür liefern die zahlreichen, vom Ural nach O fließenden, zum Teil tief unter das Niveau des Tertiärs einschneidenden Flüsse, in denen man 50—100, ja mitunter fast 150 km nach O wandern kann, ohne in der Flußrinne etwas anderes zu beobachten als alte kristalline Gesteine, die hier mit demselben meridionalen Streichen und steilen Fallen anstehen wie im Uralgebirge (Fig. 500).

Diese Verhältnisse lassen keinen Zweifel, daß der heutige Ostrand des Ural weit entfernt ist, sich mit der ursprünglichen Ostgrenze des Gebirges zu decken, die vielmehr viel weiter östlich gelegen haben muß. Der Gebirgsrand ist aber auch nicht durch Brüche oder Absenkungen bedingt, sondern bezeichnet die Grenze der Abrasion des alttertiären Meeres, das, von Asien

kommend, einen großen Teil des alten Uralgebirges, schließlich sogar den größten Teil seiner ehemaligen Zentralzone abgeschliffen und in eine flach gegen O einsinkende Ebene verwandelt hat, über die das Meer später eine mächtige Sedimentdecke ausgebreitet hat.

Richthofen war seinerzeit geneigt, seine Theorie der Abrasion auch auf das Rheinische Schiefergebirge, auf Ostthüringen, das Fichtelgebirge, das französische Zentralplateau und noch andere Mittelgebirge auszudehnen und deren mehr oder weniger ebene Oberfläche als ein Werk der marinen

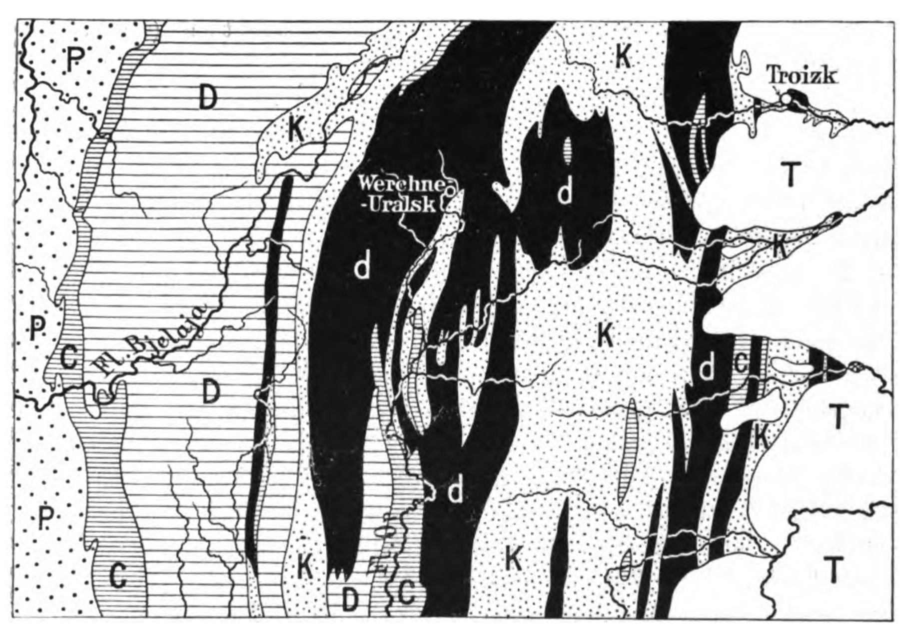


Fig. 500. Geologisches Übersichtskärtchen des südlichen Ural zwischen dem 52 und 54. Breitengrade. Nach der amtlichen geologischen Karte von Rußland. Ungefährer Maßstab 1 : 3 500 000. T Tertiär. P Perm. C Karbon. D Devon. d Diabas, Diabastuff, Grünschiefer. K kristalline Schiefer.

Abschleifung aufzufassen. Die auf der Höhe des Rheinischen Schiefergebirges vorhandenen Reste von Buntsandstein und Tertiärkies schienen ihm ein Beweis dafür zu sein, daß dies Gebirge zu Beginn der Triasperiode und später noch einmal im Laufe der Tertiärzeit vom Meere überflutet und eingeebnet worden sei.

Die seitdem ausgeführten Untersuchungen haben indes nicht zur Bestätigung dieser Vorstellung geführt. Die Tertiärbildungen auf der Höhe des Schiefergebirges sind sicherlich keine Meeres-, sondern Süßwasserabsätze, und auch die marine Entstehung des dort lagernden Buntsandsteins ist mindestens fraglich. Es ist vielmehr wahrscheinlich, daß das Rheinische Schiefergebirge seit paläozoischer Zeit nicht mehr vom Meere bedeckt worden

ist. Die RICHTHOFENsche Theorie kann daher auf das Niederrheinische Schiefergebirge kaum Anwendung finden. Man muß vielmehr mit GOSSELET u. a. annehmen, daß die sich der Fastebene nähernde Oberfläche dieses und wahrscheinlich auch der anderen obengenannten Gebirge durch festländische Abtragung, insbesondere durch Abwitterung und Regenspülung entstanden ist[1]).

Die stratigraphische Geologie liefert zahlreiche Beispiele von Transgressionen und damit verbundenen Abrasionen. In der Regel beginnt die transgredierende Schichtenfolge mit Konglomeraten (sogenannten Basalkonglomeraten) oder wenigstens mit sandigen Ablagerungen. Beispiele sind die mächtigen groben Konglomeratlager an der Basis des mittelböhmischen Kambriums und die schwächeren an der des deutschen Zechsteins (Zechsteinkonglomerat), die Tourtiakonglomerate des westeuropäischen Cenomans, die Geröllablagerungen an der Basis des mitteloligozänen Meeressandes im Mainzer Tertiärbecken usw.

In vielen Fällen gingen der Abrasion Dislokationen voraus, so daß die jüngeren transgredierenden Schichten durch eine Winkeldiskordanz von den sie unterlagernden älteren getrennt sind. So liegen z. B. die permischen Konglomerate am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges nahezu wagrecht auf steil gefalteten silurischen, devonischen und kulmischen Schichten; ebenso der Zechstein am Bohlen bei Saalfeld wagrecht auf gefaltetem Oberdevon (vgl. Fig. 226, S. 289) und die cenomanen Sandsteine und Mergel bei Regensburg auf steil aufgerichtetem Gneis, bei Essen auf disloziertem Kohlengebirge. In anderen Fällen dagegen ist zwischen den in der Transgressionsfläche zusammenstoßenden älteren und jüngeren Ablagerungen trotz großen Altersunterschiedes keinerlei Lagerungsdiskordanz, sondern höchstens eine geringe Erosionsdiskordanz wahrzunehmen. So in der Gegend von Moskau zwischen Oberkarbon und Oberjura; in der Trierer Bucht zwischen Rotliegendem und Buntsandstein; am Südrande der Alb und des Juragebirges zwischen Malm und Molasse[2]). Ja, es sind sogar Fälle bekannt, wo zwischen zwei sehr verschiedenaltrigen, unmittelbar übereinanderliegenden Schichtenfolgen nicht einmal eine deutliche Schichtenfuge wahrzunehmen ist. So nach WÄHNER[3]) vielfach in den Ostalpen zwischen oberkretazischem Rudistenkalk und Riffkalken der Obertrias, in anderen Fällen zwischen alttertiärem Nummulitenkalk und Triaskalken.

---

[1]) Die gleiche Anschauung vertritt AD. STRIGEL für die permische Abtragungsfläche des Odenwalds. Verh. d. Naturh.-Mediz. Ver. Heidelberg Bd. 13, 1914.

[2]) Ausgezeichnete Abbildungen ähnlicher Fälle hat CH. SCHUCHERT im Bull. Geol. Soc. Amer. Bd. 20, Taf. 46 und 47, 1910, veröffentlicht (Mitteldevon anscheinend völlig konkordant auf Obersilur, Unterkarbon auf Mitteldevon).

[3]) WÄHNER, 1897, angeführt von K. ANDRÉE, Geol. Rundsch. VI, S. 363, 1916.

b) Erosion durch Gezeiten.

Von weit geringerer Wichtigkeit als die durch die Brandung bewirkten Küstenzerstörungen sind solche, die auf Rechnung der Gezeitenströmungen (Tidenströme) kommen.

Sie wirken nicht allein durch die Höhenunterschiede des Meeres bei Ebbe und Flut, sondern auch durch die mit dem Wechsel von Flut und Ebbe zusammenhängenden, abwechselnd vom Meer zur Küste und von der Küste zum Meere gerichteten Strömungen. Diese Strömungen entstehen besonders in Meeresstraßen zwischen Inseln, sowie in den trompetenförmigen Erweiterungen von Flußmündungen und Küstenbuchten und können eine ansehnliche Stärke und Erosionskraft erlangen.

Dies ist besonders dort der Fall, wo der Kanal, in den die Flutwelle eindringt, sich stark verengt. So in der zwischen Neubraunschweig und Neuschottland (Ostkanada) gelegenen Fundybai, wo die Flutwelle vielleicht ihre größte Höhe auf der Erde erreicht. Die Gezeitenströme verhindern hier nicht allein jeden Sedimentabsatz, sondern haben auch im festen Felsuntergrunde eine steilwandige Rinne ausgewaschen, die stellenweise bis 110 m unter den Meeresspiegel hinabreicht, während im übrigen die Wassertiefe dort nur 40 bis höchstens 70 m beträgt[1]).

Wie in der Fundybai, so halten nach der niederländischen Siboga-Expedition[2]) auch im Indischen Archipel Gezeitenströmungen den Meeresboden bis zu Tiefen von 1500 m von Schlamm- und Schlickabsätzen gänzlich frei, so daß er überall aus älterem festem Gestein besteht, und das gleiche ist nach Krümmel[3]) in den Straßen zwischen den Kanarischen Inseln bis zu Tiefen von etwa 2000 m der Fall.

Eine ähnliche, den Absatz von Sedimenten verhindernde Wirkung üben auch manche ständige Meeresströmungen aus. So nach Agassiz der Golfstrom, der längs des Blakeplateaus seinen Boden bis zur Tiefe von rund 1000 m vollständig rein fegt[4]).

Derartige Verhältnisse könnten sehr wohl die nicht seltenen Unterbrechungen in der Sedimentation, die häufigen stratigraphischen Lücken in den verschiedensten marinen Formationen erklären.

Eine andere bezeichnende Wirkung der Gezeitenströme bilden die Wattenmeere, wie sie in ausgezeichneter Weise an der ganzen deutschen und niederländischen Nordseeküste, aber auch an vielen Punkten der eng-

---

[1]) Krümmel, Petermanns Geogr. Mitteil. 1889, S. 129.

[2]) K. Weber, Petermanns Geogr. Mitteil. 1900, S. 187.

[3]) Krümmel, Handbuch der Ozeanographie 2. Aufl., II, S. 285, 1911.

[4]) Er hat im W der Bermudas-Inseln noch in Tiefen von 900 m eine Geschwindigkeit von 31 mm in der Sekunde. Erst in 1100 m Tiefe war keine meßbare Bewegung mehr vorhanden.

lischen und französischen Küsten vorhanden sind. Durch die den flachen Strand zweimal täglich bedeckende und wieder verlassende Flut- und Ebbeströmung sind in dem schlammigen Meeresboden ganze Netze von Kanälen, Rinnen und Rillen ausgewaschen, die auch zur Zeit der Ebbe vom Wasser bedeckt bleiben, während der zwischen ihnen liegende seichte Meeresboden, die Watten, dann trocken liegen und ohne Gefahr betreten werden können (Fig. 501).

Ein noch anderes Werk der Erosionsarbeit der Tidenströmungen sind die Ästuare. Man versteht darunter die trompetenförmigen Erweite-

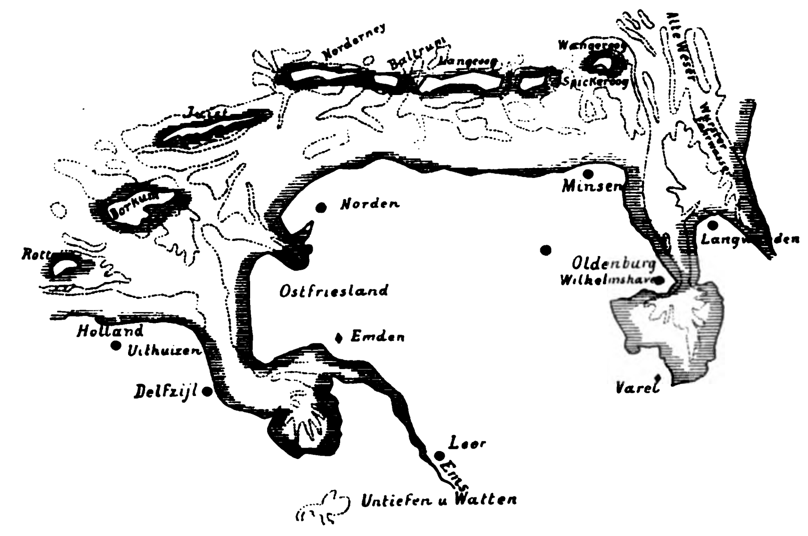


Fig. 501. Kärtchen eines Teiles des norddeutschen Wattenmeeres.

rungen, die man an der Mündung solcher Flüsse wie die Elbe, Weser, Themse, und in weit größerem Maßstabe an der Mündung des Ob, Jenissei, des St. Lorenz- und Amazonenstroms antrifft. Sie entstehen durch die in die Flußmündung eindringende Flut, die sich als eine mehrere Meter hohe Welle (die sogenannte Boore) mit einer Geschwindigkeit von 60 km in der Stunde oft über 150 km talaufwärts bewegt. Da hiermit eine Stauung des Flußwassers verbunden ist, so müssen solche Strommündungen sich so ausweiten, daß sie die vermehrte Wassermasse zu beherbergen vermögen.

Die meisten in den Atlantischen Ozean mündenden Ströme Europas besitzen Ästuare. So in England die Themse, der Severn; in Deutschland die Elbe, Weser und Ems; in Frankreich und der Iberischen Halbinsel die Seine, Loire, Garonne, der Duero und Tajo. In gleicher Weise in Afrika der Kongo, in Nordamerika der St. Lorenz-Strom, in Südamerika der Amazonas und der La Plata-Strom.

Man hat die Wirkung von Ebbe und Flut in den Ästuaren treffend mit

einer Schleusenvorrichtung verglichen, die abwechselnd geschlossen und wieder geöffnet, eine abwechselnde Stauung und Entleerung des Wassers verursacht. Diese letzte geht natürlich mit großer Gewalt vor sich und hat zur Folge, daß alle in der vorangegangenen Flutzeit im Ästuar abgesetzten Sinkstoffe vom Ebbestrom ins Meer mitgerissen und eine Deltabildung verhindert wird. Ästuare und Deltas schließen daher einander aus.

Auch an der Entstehung der Kanäle, welche die Lagune oder das Innenmeer der Atolle mit dem Außenmeere verbinden, hat die durch das abwechselnde Ein- und Ausströmen des Seewassers bewirkte Erosion einen wesentlichen Anteil.

Früher schrieb man auch den gewöhnlichen Meeresströmungen ein Erosionsvermögen zu. Diese sind indes durchgängig zu schwach, um erodierend wirken zu können. Höchstens können sie, wie schon oben bemerkt, den Absatz fester Stoffe verhindern und dadurch einzelne Meeresteile von Sedimenten freihalten.

In Tiefen unter 2000 m reichen Meeresströmungen nicht hinab. Hier findet überhaupt nur noch jene überaus schwache Wasserbewegung statt, die durch das beständige Zuströmen von Polarwasser gegen den Äquator veranlaßt wird.

2. Neubildende Wirkungen des Meeres.

Von Wichtigkeit ist hier der Vorgang, den PHILIPPSON[1]) als Küstenversetzung bezeichnet hat, d. h. das Fortwandern des Strandschuttes von einem Punkte einer Küste nach anderen, oft weit entfernten. Diese Wanderung kommt in erster Linie auf Rechnung schräg auf die Küste auflaufender Wellen, der sogenannten Küstenströmung, in schwächerem Maße wohl auch von Gezeitenströmen. Treffen Wellen unter einem spitzen Winkel auf eine Küste, so wird jede rückläufige Welle einen Teil des Sandes, den die vorstürmenden Wellen ausgeworfen hatten, wieder ins Meer zurückreißen, aber nicht in der Richtung der kommenden Wogen, sondern in der der zurückflutenden. Jede neue kommende Welle wird aber den Sand aufs neue in derselben schrägen Richtung ans Ufer werfen, und indem diese beiden Vorgänge, der Sandauswurf in der Richtung der anstürmenden Wellen und seine teilweise Zurückziehung in der Richtung der abfließenden, unausgesetzt nebeneinander hergehen, ergibt sich daraus eine langsame, aber stetige Wanderung der Sinkstoffe in einer bestimmten Richtung, eben die Küstenversetzung.

A. TORNQUIST hat diese Erscheinung an den Küsten des Frischen und des Kurischen Haffs eingehend beobachtet[2]). Die herrschenden Winde und

[1]) PHILIPPSON, Über die Typen der Küstenformen. Festschrift für RICHTHOFEN, S. 26, 1903.

[2]) TORNQUIST, Über die Wanderung von Blöcken und Sand am ostpreußischen Ostseestrand. Schriften d. physik.-ökonom. Ges. Königsberg 50. Jahrg., S. 79, 1909.



Wellen und damit auch die Sandzufuhr kommen hier von W und treffen spitzwinklig auf die NO bis N verlaufende Küste, die Nehrungen der beiden genannten Haffe. Da aber der ausgeworfene Sand von den rückläufigen Wogen nicht nach W, sondern senkrecht zur Küste, d. h. nach NNW bis NW zurückgerissen wird, um später wieder in der W-O-Richtung an den Strand geschleudert zu werden, so unterliegt der Küstensand einer Wanderung nach O bzw. nach N. Unser Kärtchen Fig. 502 läßt erkennen, daß diese

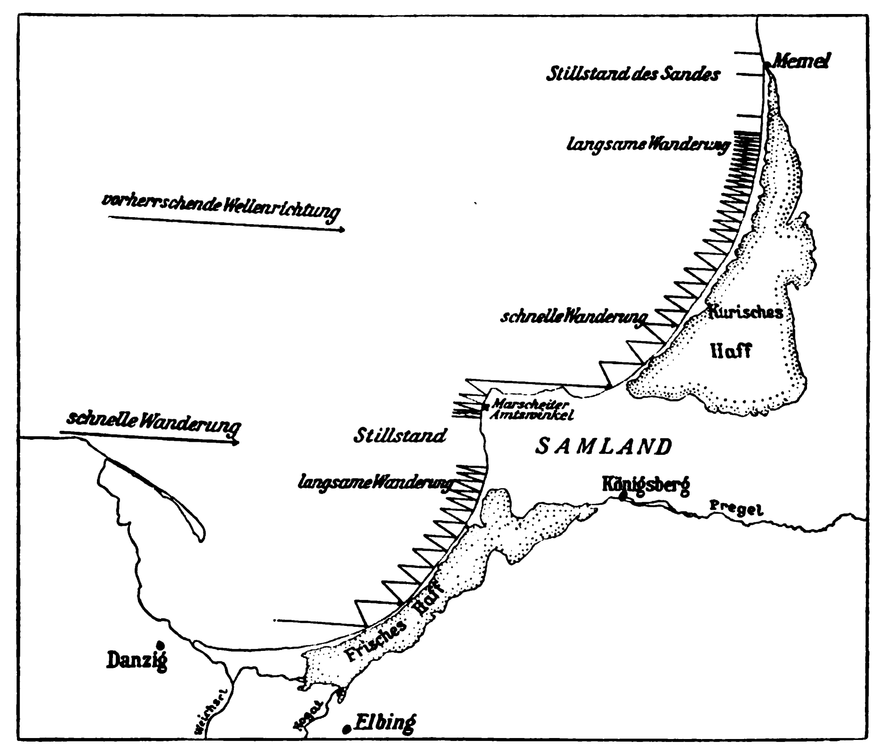


Fig. 502. Wanderung des Sandes an der ostpreußischen Küste nach TORNQUIST. Die schräg zum Strande verlaufenden Striche geben die Richtung der aufprallenden, die senkrecht zur Küste stehenden Striche die Richtung der rückläufigen Wellen an.

Wanderung sich um so schneller vollzieht, unter je spitzerem Winkel die Strömung die Küste trifft, und sich in dem Maße verlangsamt, als diese nach NO umbiegt. Dort endlich, wo die Küste eine rein nördliche Richtung annimmt (wie bei Memel und an der Westküste des Samlandes), wird der Winkelunterschied zwischen den auftreffenden sandzuführenden und den rückläufigen sandmitreißenden Wellen = 0 werden, so daß die Sandwanderung ganz aufhören muß. Daraus erklärt sich, daß an solchen Stellen infolge starker Sandablagerung die Breite der Nehrung fortwährend wächst. In ähnlicher Weise wird der Strandschutt der Nordküste Spaniens unter stetiger

Scheuerung und Verkleinerung nach dem Strande der Gironde weggeführt, die Sinkstoffe der Rhone nach der Küste von Languedoc, die des Dnjepr, Dnjestr und der Donau nach der Küste der Dobrudscha usw.

Wo die Tragkraft von Wellen und Strömungen nachläßt oder durch Strömungen, die aus anderer Richtung kommen, aufgehoben wird, da müssen die mitgeführten Sinkstoffe zur Ablagerung gelangen. Es entstehen **Sandbänke.**

In ausgezeichneter Ausbildung sind solche Bänke an der adriatischen Flachküste Italiens entwickelt, wo sie als Lidi bekannt sind. Der zwischen dem Lido und dem Festlande liegende, mehr oder weniger abgeschnürte Meeresteil wird „Lagune" genannt.



Fig. 503. Kärtchen des Etang von Pesquiers bei Hyères (Südfrankreich). Maßstab ungef. 1 : 150 000.

Etwas Ähnliches sind die Nehrungen der preußischen und pommerschen Küste: schmale langgestreckte, gewöhnlich schwach gebogene sandige Landzungen, die wie die Lidi vom Festlande durch ein „Haff" getrennt werden. Gewöhnlich steht das Haff nur durch einen oder durch einige wenige Einschnitte in der Nehrung mit dem Außenmeere in Verbindung. Diese Kanäle können sich aber auch schließen und das Haff in einen Binnensee verwandelt werden. Da im Haff fortwährend eine Ablagerung von Sinkstoffen stattfindet, so stellt es im Vergleich zum äußeren Meere immer ein sehr flaches, durch einmündende Flüsse oft stark brackisches Wasserbecken dar. Die Außenseite der Nehrung ist wegen des beständigen Wellenschlages glatt und geradlinig, während ihre Innenseite infolge örtlicher Sedimentablagerung eine mehr oder weniger gezackte bis gefranste Gestalt zu besitzen pflegt.

Das beste Beispiel einer Nehrung bietet in Deutschland die Kurische (Fig. 502), die trotz ihrer geringen Breite von $^1/_2$ bis 4 km eine Länge von 97 km hat. Ein anderes gutes Beispiel ist die Frische Nehrung in der Danziger Bucht. Auf ihrer Westseite ist noch eine andere, erst in Bildung begriffene Nehrung vorhanden, die von Rixhöft bis Hela reicht und wegen der dort stattfindenden hakenförmigen Umbiegung als Haken bezeichnet wird.

Auch der Kranz der Friesischen Inseln stellt nur die letzten Reste eines alten, sehr zerstückten Nehrungswalles dar.

Andere Haffküsten mit ausgezeichneten Nehrungen finden wir am

atlantischen Rande von Nordkarolina und Florida (Fig. 504), im südlichen Teile der atlantischen Küste Frankreichs u. a.

Die sogenannten Limane Südrußlands sind gleichfalls haffähnliche, durch einen Küstenstreifen gegen den Pontus begrenzte Buchten, deren Entstehung auf die Versenkung ehemaliger Flußmündungen zurückzuführen ist[1]).

Daß vorgeschobene Inseln durch Nehrungen mit dem Festland verbunden und der zwischen beiden gelegene Meeresteil in einen Strandsee verwandelt werden kann, zeigt in ausgezeichneter Weise das Haff von Pesquiers unweit Hyères an der französischen Mittelmeerküste (Fig. 503).



Fig. 504. Kärtchen der Küste von Nordkarolina in der Umgebung von Kap Hatteras. Maßstab ungefähr 1 : 250 000.

Den Sandbarren und -bänken stehen nahe die **Strand- oder Küstenwälle**[2]). Sie bilden sich an allen steilen Küsten mit starker Brandung aus dem dort vorhandenen, der Zerstörung der Küste entstammenden Gesteinsschutt, Geröll, Kies und Sand, denen allerhand organische Reste, namentlich Muschelschalen und Tangbüschel beigemengt zu sein pflegen.

In der Regel ist nur ein Küstenwall vorhanden, der an Steilküsten unmittelbar an die Felswand des Kliffs angelehnt sein kann. Wo indes die Wasserstände der See sehr wechseln, findet man auch mehrere, in verschiedener Höhe übereinanderliegende, aber immer untereinander sowie mit der Küstenlinie parallel verlaufende Strandwälle (Fig. 505).

Die Bildung dieser Wälle findet namentlich zu Zeiten großer Erregung des Meeres statt. Jede ans Ufer gelangende und sich hier brechende Woge bringt alsdann Geröll und Sand mit, die auf den Strand geworfen und außerhalb des Wellenbereichs zu langen wallförmigen, der Küstenlinie parallelen Rücken angehäuft werden. Die größeren Kiesel werden hierbei am weitesten hinausgeschleudert, während die kleineren Gerölle und der Sand von den rückläufigen Wellen mitgerissen und unter geringem Neigungswinkel am Fuße des Dammes abgelagert werden. Nachträgliche Verkittungen

[1]) N. Sokolow, Über die Entstehung der Limane. Mém. Comité Géol. Russe 1895.

[2]) G. Braun, Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten usw. Veröffentl. d. Inst. f. Meeresk., Heft 15. Berlin 1911.

der Ablagerungen des Strandwalles durch kohlensauren Kalk, zuweilen auch durch Eisenoxydhydrat, können an vielen Küsten beobachtet werden.

Ein Durchschnitt durch einen Uferwall würde ungefähr das Bild von Fig. 506 geben.

Die größte Höhe der Strandwälle beträgt an der Ostsee 2—3 m, an der Nordsee 4—5, am Atlantischen Ozean 10—12 m.

Münden ein oder mehrere Flüsse in eine Lagune ein, so entspinnt sich ein Kampf zwischen der Brandung, die eine Strandbarre aufzuschütten bestrebt ist, und dem Flusse, der seinen Mündungskanal offen zu halten



Fig. 505. Strandlandschaft in Finnmarken mit mehreren in verschiedener Höhe liegenden Küstenwällen. Aus H. Reusch, Det nordlige Norges geologi 1892.

sucht. Ist der Fluß stark genug, so wird ihm dies gelingen und der Wall wird dann eine oder mehrere dauernde Unterbrechungen aufweisen. Ist dagegen die aufschüttende Kraft der Brandung größer, so wird ein geschlossener Uferdamm entstehen, hinter dem sich der Fluß zu einem See stauen wird, dessen Wasserüberschuß durch den sperrenden Damm hindurchsickert.

An Stellen, wo ein Fluß ins Meer mündet, bildet sich übrigens der Uferwall nicht nur aus Brandungsschutt, sondern auch aus den Sinkstoffen des süßen Wassers. Der Stranddamm ist also hier ein Werk der vereinigten Arbeit des Meeres und des Flusses. Dies erklärt sich daraus, daß wenn die süßen Wässer auf die ihnen entgegenarbeitende Brandungswelle treffen, sie ihre Bewegung einbüßen und alle mitgebrachten erdigen Teile fallen lassen.

Daß unter Umständen Haffe und Lagunen allmählich ausgefüllt und

in Festland verwandelt werden können, liegt auf der Hand. Wo aber eine durch einen Strandwall abgetrennte Bucht keine Süßwasserzuflüsse erhält, da wird ein Salzsee entstehen, der bei trockenem Klima vollständig eindampfen kann. So unter anderem in den tunesischen Schotts und den südrussischen Limanen.

Wie bemerkt, zeigen die Strandwälle an der Mündung eines größeren

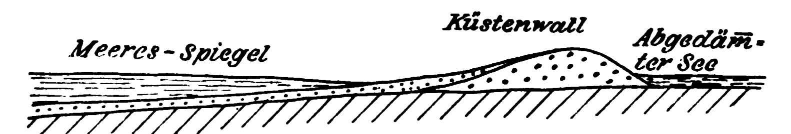


Fig. 506. Durchschnitt durch einen Ufer- oder Strandwall mit dahinterliegendem Stausee.

Flusses oder Ästuars fast immer eine Unterbrechung. Diese ist indes nur oberflächlich. Unter dem Wasserspiegel setzt sich der Wall auf dem Boden des Stromes als Bank oder Barre fort, die oft hoch genug ist, um tiefgehenden Schiffen die Einfahrt in die Flußmündung unmöglich zu machen.

Untermeerische Schichtenbildung[1]).

Viel wichtiger als die übermeerischen sind die untermeerischen Ablagerungsvorgänge.

Die Herkunft der in den großen ozeanischen Sammelbecken zum Absatz gelangenden Stoffe ist eine sehr verschiedene. Sie können sein:

1. Abreibungsstoffe des Festlandes, die entweder von der Zerstörung der Küsten durch die Brandung oder von untermeerischen

[1]) Delesse, Lithologie du fond des mers. Paris 1866. Mit lehrreichen Karten der Meere in der Umgebung Europas und Nordamerikas. — Pourtalès, Der Boden des Golfstromes. Petermanns Geogr. Mitteil. 1870, S. 393. — Fuchs, Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. II, S. 487, 1883. — Murray und Renard, Sédiments de mer profonde. Bull. Mus. Roy. d'hist. nat. Belg. III, S. 25, 1884. — Dieselben, Report of the scientific results of the voyage of H. M. S. Challenger. London 1891. — Gümbel, Sitzungsber. d. Bayr. Akad., II, S. 189, 1878; III, S. 417, 1886. — H. Lohmann, Untersuchungen über Bodensedimente des nordatlantischen Ozeans. Sitzungsber. d. Berl. Akad. XXVI, 1903. — Thoulet, L'océan. Paris 1904. — Krümmel, Handbuch der Ozeanographie 2. Aufl., I, 2. Kap.: Die ozeanischen Bodenablagerungen. S. 152 ff., 1907. — E. Philippi, Nachgelassene Vorlesungen. Jena 1912. Marine Sedimente, S. 88 ff. — J. Murray und G. V. Lee, The depths and marine deposits of the Pacific. Mem. of the museum of compar. zoölogy at Harvard College. Vol. 38, Nr. 1. Cambridge Mass. 1909. — John Murray, The depths of the ocean. London 1912. — K. Andrée, Über Sedimentbildung am Meeresboden. Geol. Rundsch. 1912 u. 1916. — Derselbe, Geologie des Meeresbodens Bd. II: Bodenbeschaffenheit und nutzbare Mineralien am Meeresboden. Leipzig 1920. (Bd. I noch nicht erschienen.) Gelangte zu spät in unsere Hände, um noch nach Gebühr verwertet werden zu können.

Abrutschungen (s. S. 662) herrühren oder endlich mit dem Flußwasser ins Meer gelangen.

2. Dem Meere in gelöster Form durch Quell- und Flußwässer zugeführte Auslaugungsstoffe der Gesteine, die zu festen Abscheidungen Veranlassung geben können.

3. Auswurfsmassen über- und untermeerischer Vulkane. Sie können über sehr großen Gebieten des Ozeans niederfallen. Auch hat der große Ausbruch des malaiischen Vulkans Krakatau vom Jahre 1883 gelehrt, daß feine Aschenteilchen bis zu ungeheurer Höhe emporgeschleudert und durch Luftströmungen über die ganze Erde verbreitet werden können. Ebenso können Bimssteine, da sie auf dem Wasser schwimmen, bis zu ungemessener Entfernung von den Küsten fortgeführt werden.

4. Äolische Staubmassen, vornehmlich aus den Trockengebieten der Erde stammend.

5. Durch die Tätigkeit von Gletschern und Landeis ins Meer gelangende Stoffe. Sie geben Veranlassung zur Entstehung von glazialmarinen Sedimenten, wie solche auf den Schelfflächen in höheren Breiten beider Halbkugeln sehr verbreitet sind. So in der Ostsee, der Hudson- und Baffinbai usw.

6. Auf schwimmendem Eis herbeigeführte feste Massen, sogenanntes Driftmaterial. Auch durch Robben, Pinguine und Fische, die verschluckte Kiesel im Magen mitführen, durch Baumstämme, Schollen von Torfmooren u. dgl. m. können Gesteinsstücke weit ins Meer hinein gelangen. So ist im Sommer 1892 eine Schilf- und Waldinsel mit dem Golfstrom über 1000 Seemeilen weit von der amerikanischen Küste fortgeführt worden.

7. Kalkige, kieselige oder sonstige feste Ausscheidungen mariner Organismen (Korallen, Mollusken, Echinodermen, Foraminiferen, Kalkalgen, Diatomeen usw.).

8. Festteile ins Meer eingeschwemmter Landtiere und Pflanzen.

9. Kosmisches Material. Man verdankt seinen Nachweis den Tiefseeuntersuchungen, die gelehrt haben, daß sich auf dem Meeresboden nicht selten mit einer Magneteisenrinde bekleidete Kügelchen von gediegenem Eisen finden, die nur meteorischen Ursprungs sein können. Dasselbe gilt wahrscheinlich auch für Stückchen von blättrigem Bronzit, die völlig mit dem der Chondrite übereinstimmen.

Wie diese Zusammenstellung zeigt, sind die zur marinen Sedimentbildung dienenden Stoffe im allgemeinen von dreierlei Art, nämlich mechanische, chemische und organische. Alle drei Arten von Stoffen können für sich allein, ohne fremde Verunreinigung auftreten; indes besteht die große Masse der Sedimente aus einer Mischung mechanischer und chemischer und oft zugleich organischer Bestandteile.

Wesentlich gefördert wird die Ablagerung der ins Meer gelangenden Sinkstoffe durch den Umstand, daß erdige Teile im Meerwasser etwa fünfzehnmal schneller zu Boden sinken als im süßen Wasser. Nach den Untersuchungen von BREWER, THOULET, BODLÄNDER[1]) u. a. fallen sogar feinerdige Stoffe im Meerwasser in 30 Minuten vollständiger zu Boden als im süßen in Monaten. Mit der Temperatur und dem Salzgehalt nimmt auch die Schnelligkeit des Niederschlages zu. Eine Hauptrolle für diese klärende Wirkung, die besonders zur Abscheidung der schwebenden Tonteilchen führt, spielt der Gehalt an $MgCl_2$.

Diese wichtige Tatsache erklärt es, daß selbst von den feineren ins Meer gelangenden Sinkstoffen der bei weitem größte Teil schon in nächster Nähe der Küste oder doch innerhalb der Kontinentalzone der Festländer abgelagert wird und nur ein ganz geringfügiger Teil in die inneren tieferen Meeresbecken gelangt. Feinster „Ton" wird über den ganzen Ozean hin in sehr geringen Mengen verfrachtet, bei niederen Temperaturen, in kalten Meeresströmungen, stärker und weiter als in wärmeren Teilen des Ozeans. Ein Teil dieser durch etliche Untersuchungen auf dem offenen Meere festgestellten Trübe mag äolischer Herkunft sein.

Nicht genügend hatte man bis vor kurzem die Bedeutung untermeerischer Gleitungen für die Sedimentbildung gewürdigt. Schon früher (S. 560) sind die Abrutschungen besprochen worden, die sich an den Ufern der Binnenseen vollziehen. Ganz ähnliche Böschungsbewegungen müssen sich natürlich auch an den Meeresküsten abspielen, namentlich an den wasserdurchtränkten Abhängen der Deltakegel, aber auch in der schlammigen Uferzone und am Abfall der Schelfe zu den inneren Meeresbecken.

In manchen Fällen sind solche Abgleitungen auf Erdbeben im Küstengebiete zurückzuführen, wenn sie auch sicherlich in anderen Fällen ganz unabhängig von Erdbeben eintreten können. Es ist wahrscheinlich, daß viele Kabelbrüche an den Schelfrändern durch Uferrutschungen veranlaßt werden. So ist der Kabelbruch bei Martinique beim Ausbruch des Mont Pelée im Jahre 1902 nach DE LACROIX nicht durch eine untermeerische Eruption verschuldet worden, sondern durch Abgleitungen, durch Schlammströme, die sich an den Küstenabhängen ergossen. Ein sicherer Beweis dafür war die Emporziehung eines frischen Baumastes, der sich in das Kabel verwickelt hatte.

Durch untermeerische Gleitungen bewirkte Zusammenschiebungen, Stauchungen, Zerreißungen und Verwerfungen sind auch in älteren For-

[1]) BODLÄNDER, Neues Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 174.

mationen nichts Seltenes. FEL. HAHN ist ihnen bei seinem Aufenthalte in den Vereinigten Staaten nachgegangen und hat Beispiele für solche Rutschungsstörungen, die auf eine oder einige wenige Schichten beschränkt bleiben, während die liegenden und hangenden Schichten davon frei sind, beschrieben und abgebildet[1]). Auch in unserem Muschelkalk sind sie etwas Häufiges[2]), und in ausgezeichneter Weise kann man sie in den oberdevonischen

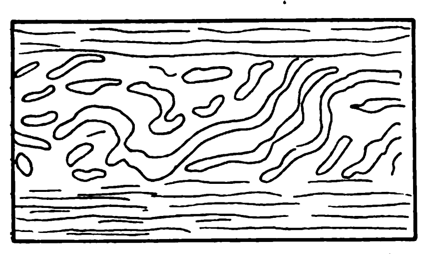


Fig. 507. Stauchungen im silurischen Trentonkalk von Trenton. Nach WHITE (Neuyork).

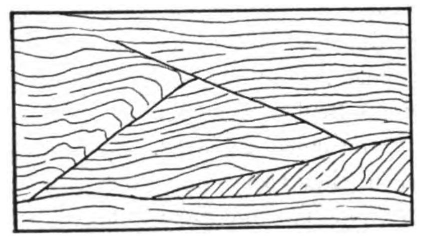


Fig. 507 a. Desgl. im Trentonkalk der gleichen Örtlichkeit. Nach F. HAHN.

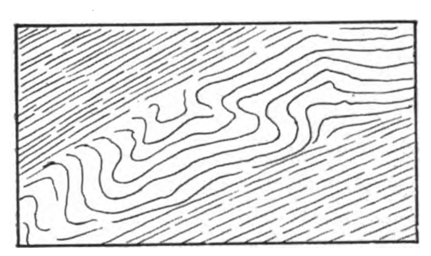


Fig. 508. Desgl. im Unterdevon von Gaspé (Kanada). Nach LOGAN. Maßstab ungefähr 1 : 200.

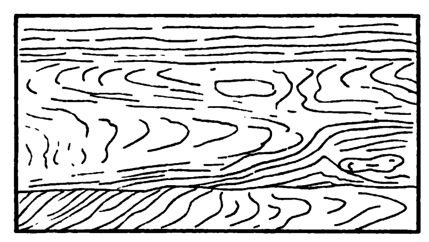


Fig. 508 a. Desgl. im fränkischen Muschelkalk. Nach O. REIS.

Schiefern und Sandsteinen der Gegend von Buchenau im hessischen Hinterlande beobachten[3]).

Bemerkenswert ist, daß neuere Untersuchungen von GEBBING[4]) einen früher nicht beachteten recht beträchtlichen Salzgehalt der frischen Meeressedimente ergeben haben. Er beträgt beim Globigerinenschlamm 1—3,4 v. H., kann aber beim roten Ton der Tiefsee bis 8 v. H. steigen — Unterschiede, die zu groß sind, um mit Unterschieden im Salz-

[1]) HAHN, Untermeerische Gleitung bei Trenton Falls. Neues Jahrb. f. Min. 1912, Beil.-Bd. 36, S. 1.

[2]) REIS, Geognostische Jahreshefte Bd. 22, S. 1, 1909.

[3]) HUGO LIEBER, Beiträge zur Geologie des Rimberggebietes bei Marburg. Marburg 1917.

[4]) GEBBING in: Deutsche Südpolarexpedition VII, 2. Chemische Untersuchungen von Meeresbodenproben usw. Berlin 1909.

gehalt des Meerwassers zusammenhängen zu können, die vielmehr auf die verschiedene Adsorptionsfähigkeit der betreffenden Ablagerungen für Salzlösungen zurückzuführen sind. Die spätere Entsalzung der Sedimente geht nach GEBBING nur langsam vor sich.

Darüber, ob die am heutigen Meeresboden entstehenden Sedimente Schichtung besitzen oder nicht, bestand bis vor kurzem große Ungewißheit. Früher nahm man an, daß den küstenfernen Teilen des Ozeans geschichtete Sedimente fehlten, besonders nachdem auch ein Hauptkenner auf diesem Gebiete, THOULET, sich dahin ausgesprochen hatte. Man hatte zwar schon einige Beobachtungen über Andeutungen von Schichtung bei heutigen Meeresablagerungen gemacht. So hatte bereits die Challengerexpedition im Südpazifischen Ozean und LOHMANN südlich von Neufundland das Übereinandervorkommen von Sedimentlagen mit verschiedenem Kalkgehalt festgestellt, und ebenso hatte TORELL bei Lotungen unweit Spitzbergen eine Bänderung der Grundproben wahrgenommen[1]). Anderseits aber hatten unter Tausenden von daraufhin untersuchten Grundproben nur so wenige eine deutliche Schichtung erkennen lassen, daß man zu der Meinung kam, daß die jetzt entstehenden Meeresablagerungen gewöhnlich ungeschichtet, Schichtung also immer nur eine Ausnahme sei.

Erst die Arbeiten der deutschen Südpolarexpedition, der es zuerst gelang, viel längere Grundproben (bis zu 80 cm Länge!) als bis dahin zutage zu fördern, haben die Unhaltbarkeit dieser Annahme dargetan. Fast alle, von ihr aus großen Tiefen des Südatlantischen, Indischen und Antarktischen Meeres heraufgeholten Bodenproben erwiesen sich als geschichtet. Am deutlichsten der Globigerinenschlamm, dessen Kalkgehalt fast immer von oben nach unten rasch abnimmt, obwohl auch das Gegenteil oder auch ein wiederholter Wechsel von kalkreicheren und kalkärmeren Sedimenten beobachtet worden ist. In anderen Fällen spricht sich die Schichtung in einem mehrfachen Wechsel von helleren und dunkleren Sedimentlagen aus. Nach allem dem darf man jetzt aussprechen, daß *auch bei den heutigen Meeresablagerungen Schichtung keineswegs eine Ausnahme, sondern eine allgemein verbreitete Erscheinung* darstellt[2]).

[1]) Nach MURRAY (the depths of the ocean. London 1912, S. 172) waren ihm nur 7 Fälle des Vorkommens von rotem Tiefenton über Globigerinenschlamm bekannt; 8 solche, wo Globigerinenschlamm über rotem Ton, 3, wo Globigerinenschlamm über dunklem Schlick, 2, wo Globigerinenschlamm über Diatomeenschlick, 4, wo Diatomeenschlick über dunklem Schlick liegt.

[2]) E. PHILIPPI, Über das Problem der Schichtung und Schichtenbildung am Boden der heutigen Meere. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1908, S. 346. — DERSELBE, Grundproben der Deutschen Südpolarexpedition 1901—1903. Deutsche Südpolarexped. II, 6, S. 591, 1910.



Wie früher (S. 191) ausgeführt, hat man zwischen Schichtung ohne und solcher mit Gesteinswechsel zu unterscheiden.

Schichtung ohne Gesteinswechsel hängt meist mit zeitweisen Unterbrechungen im Sedimentationsvorgang zusammen, Schichtung mit Gesteinswechsel dagegen gewöhnlich mit Änderungen in der petrographischen Beschaffenheit des sedimentierten Materials.

Dies gilt indes nicht für die Schichtung, die JOH. WALTHER[1]) im Gegensatz zur gewöhnlichen, ursprünglichen Schichtung als indirekte Schichtung bezeichnet hat. Diese Schichtung ist erst nachträglich entstanden. Überall, wo in der Flachsee toniger Sand zur Ablagerung kommt, wird bei bewegter See der Boden aufgerührt, die tonigen Teilchen gelangen zum Schwimmen und trüben das Wasser, um später, wenn der Sturm aufgehört hat, zu Boden zu sinken und über dem Sand eine besondere tonige Schicht zu bilden. In diesem Fall liegt also keine ursprüngliche, sondern eine erst nachträgliche, durch Seigerung entstandene Schichtung vor.

Gewöhnlich aber ist der Gesteinswechsel geschichteter Gesteine etwas Ursprüngliches. So bei dem in den verschiedensten Formationen vorkommenden Wechsel von Kalk- und Mergel- oder Tonlagen oder bei dem im alpinen Jura so häufigen Wechsel von Kalk- und Hornsteinbänken.

In manchen Fällen, wie beim glazialen Bänderton Schwedens (s. S. 74), hängt der Gesteinswechsel offenbar mit dem Wechsel der Jahreszeiten zusammen, in anderen Fällen mögen die 35jährigen BRÜCKNERschen oder noch längere Perioden in Betracht zu ziehen sein. PHILIPPI hatte zur Erklärung dieses Gesteinswechsels außer Änderungen in der Beschaffenheit des sedimentierten Materials auch Krustenbewegungen, Hebungen und Senkungen des Meeresbodens, heranziehen wollen; doch wird man sich zu einer solchen Annahme für die oft vieltausendfältige Wiederholung von Kalk- und Hornsteinlagen im alpinen Jura nicht leicht verstehen. Näher liegt es mit ALB. HEIM[2]) an ein „Pendeln des abgelagerten Sediments um eine chemische (oder organochemische) Gleichgewichtslage“ zu denken, wobei vielleicht niedersten Organismen, besonders Bakterien (vgl. „*Bacterium calcis*“) noch eine größere Rolle zufällt, als man bisher anzunehmen pflegte.

Es gibt aber Fälle verwickelterer Wiederholungsschichtung, zu deren Erklärung auch die Annahme von chemischen und organischen Änderungen für sich allein noch nicht ausreicht. K. ANDRÉE hat in einer Abhandlung über Schichtung aus der Literatur verschiedene Fälle dieser Art zusammengestellt. Als Beispiel sei hier nur ein von TH. BRANDES im Lias des Eggegebirges beobachteter Fall angeführt, wo in mehrfacher Wiederholung auftreten: a) Tonlage, b) dichte Toneisensteinbank, c) Pyritflözchen, d) mit

[1]) WALTHER, Lithogenesis der Gegenwart, S. 635. Jena 1894.

[2]) HEIM, Einige Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich 1909, S. 338.



Konglomeraten beginnendes Trümmergestein. Hier müssen außer gleichmäßig wiederholten Änderungen in der Beschaffenheit des abgelagerten Materials notwendig noch Änderungen in der Tiefe des Wasserbeckens, vielleicht auch in den klimatischen Verhältnissen, sowie Regression und Transgression in Frage kommen.

Die marine Sedimentation ist nicht überall eine stetige, sondern erleidet durch verschiedene Vorgänge örtliche Unterbrechungen, die Sedimentationslücken zur Folge haben. Man kennt solche schon lange im belgischen Kohlenkalk, im Jura und der Kreide des nordwestlichen Deutschlands und aus anderen Formationen und Gebieten. Diese Lücken fallen teils mit einem Fazieswechsel zusammen, teils finden sie ohne einen solchen statt.

A. Grabau[1]) und K. Andrée[2]) haben sich mit der Frage nach den Ursachen solcher Unterbrechungen beschäftigt. Nach ihnen können Sedimentationslücken mindestens durch vier verschiedene Vorgänge entstehen: 1. durch die zerstörende Wirkung der Brandung — namentlich bei deren Eindringen in sinkendes Festland —; 2. durch die jedweden Gesteinsabsatz hindernde Tätigkeit von Meeresströmungen (vgl. S. 653); 3. durch Lösungsvorgänge am Meeresgrunde und endlich 4. durch Abrutschungen an den Rändern der Meeresbecken (S. 662). Andrée bezeichnet die so entstandenen Lücken als Brandungs-, Strömungs-, Lösungs- (oder Korrosions-) und Rutschungslücken[3]).

Besonders beredte Zeugen für Sedimentationsunterbrechungen sind die angeätzten oder angelösten Fossilien auf den Schichtoberflächen vieler Kalksteine, weil die oft sehr tiefgreifende Auflösung der Schalen, die sich durch die Säuren des Meerwassers, in erster Linie wohl durch die CO_2 vollzog, jedenfalls nur sehr langsam vor sich gegangen ist. Am häufigsten sind solche Anätzungen in den bunten Knollen- oder Nierenkalken der verschiedensten Formationen, vom untersilurischen baltischen Vaginatenkalk an durch die Goniatiten- und Clymenienkalke des europäischen Oberdevons bis zu den roten Ammonitenkalken der Trias und des Juras der Alpen, wo sie in erster Linie die Cephalopodengehäuse betroffen haben. Aber auch die Nodosenplatten des deutschen Muschelkalks enthalten fast nur angeätzte Ammoniten und Nautilen, und immer ist die nach oben gekehrte Seite des Gehäuses durch Auflösung zerstört, während die Unterseite unversehrt geblieben ist. Die in den bunten Knollenkalken so häufigen Tonhäutchen stellen vielleicht nur den unzersetzbaren Rückstand des Lösungsvorganges dar.

---

[1]) Grabau, Types of sedimentary overlap. Bull. Geol. Soc. Amer. 17, S. 567, 1906.

[2]) Andrée, Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 25, 1908.

[3]) Derselbe, Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung. Geol. Rundsch. VI, S. 366, 1916.



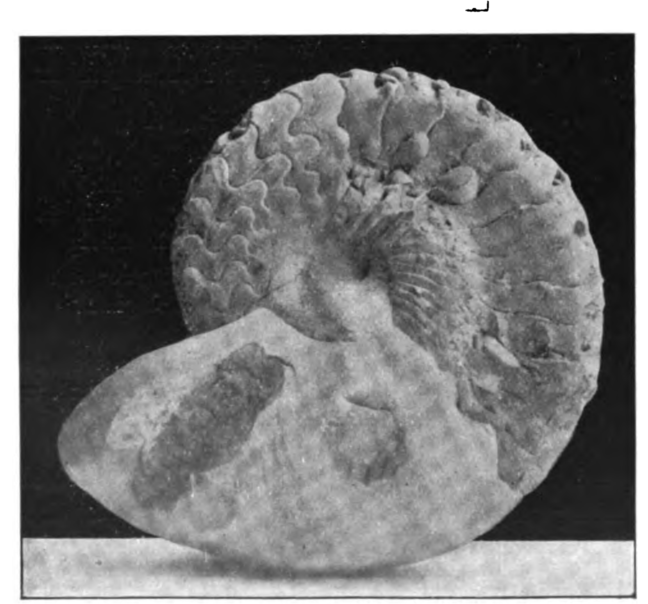


Fig. 509. *Ceratites dorsoplanus* mit sogenannten Ätzsuturen[1]) (untere Figur, während die obere die unversehrte Seite zeigt). Hessische Nodosenschichten. Urstück im Marburger Geologischen Museum.

[1]) So pflegt man mit STEINMANN solche durch untermeerische Auflösung zum Teil zerstörte Kammerwandlinien zu bezeichnen.

Auch die harten, durch Glaukonit grün gefärbten, meist angebohrten Schichtflächen, die in der nordfranzösischen Schreibkreide oft in größerer Anzahl übereinander auftreten, weisen unverkennbar auf zeitweilige Stillstände im Schichtabsatz hin, während welcher der Meeresboden erhärtete, sich mit einem Glaukonitüberzug bedeckte und mit bohrenden Tieren besiedelte.

Die eingehendsten und umfangreichsten Arbeiten über die marinen Sedimente der Gegenwart rühren von MURRAY und RENARD her. Es liegt ihnen namentlich die Untersuchung der von der Challengerexpedition mitgebrachten, aus allen Breiten und Tiefen der Ozeane stammenden Bodenproben zugrunde. Die genannten Gelehrten unterscheiden zwei Hauptklassen von Meeressedimenten[1]): 1. Küsten- oder Litoralablagerungen und 2. Tiefsee- oder pelagische Ablagerungen. Dagegen hat der verdienteste deutsche Forscher auf dem Gebiete der Meereskunde, KRÜMMEL[2]), in seinem Handbuche der Ozeanographie vom Jahre 1907 drei Klassen von Meeresabsätzen unterschieden, nämlich 1. Litoral- oder landnahe Ablagerungen, 2. hemipelagische, in mittleren Meerestiefen entstandene, und 3. eupelagische oder landferne Tiefseeablagerungen. KRÜMMEL teilt im einzelnen folgendermaßen ein:

I. Litorale Ablagerungen .	1. Strandablagerungen. 2. Schelfablagerungen.
II. Hemipelagische Ablagerungen .	1. Dunkler („blauer") Schlick. 2. Grünsand und grüner Schlick. 3. Kalksand und Kalkschlick.
III. Eupelagische Ablagerungen .	1. Epilophische[3]) Ablagerungen: a) kalkhaltige (Globigerinen- und Pteropodenschlamm), b) kieselhaltige (Diatomeenschlamm). 2. Abyssische Ablagerungen mit rotem Tiefseeton und Radiolarienschlamm.

Wir folgen im wesentlichen dieser Einteilung, betrachten aber die hemipelagischen Ablagerungen oder „Küstenschlicke" nur als eine Unterklasse der Küstenablagerungen und zerlegen ferner die Tiefseeablagerungen in eine kalkreiche Gruppe (mit Globigerinen- und Pteropodenschlamm) und eine

[1]) Eine ausführliche Besprechung der grundlegenden oben angeführten Abhandlung der beiden Forscher vom Jahre 1891 hat FUTTERER im Neuen Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 288 veröffentlicht.

[2]) KRÜMMEL a. a. O. I, S. 152 ff.

[3]) Gebildet von: ἐπὶ λόφοις, d. h. auf den Rücken oder Schwellen der ozeanischen Tiefseebecken.

kalkfreie (mit rotem Tiefseeton, Radiolarien- und Diatomeenschlamm). Daraus würde sich folgende Einteilung ergeben:

I. Küsten-ablagerungen.	1. Flachmeer-ablagerungen	a) Strandablagerungen,
		b) Schelfablagerungen.
	2. Tiefere Küsten-ablagerungen (Küstenschlicke)	a) Kalkschlick,
		b) Grünschlick,
		c) Dunkler Schlick.
II. Tiefsee-ablagerungen.	1. Kalkreiche	a) Globigerinenschlamm,
		b) Pteropodenschlamm.
	2. Kalkarme bis kalkfreie	a) Roter Tiefseeton und
		b) Radiolarienschlamm,
		c) Diatomeenschlamm.

I. Küsten- oder Litoralablagerungen.

Sie bilden sich innerhalb des Flachmeergürtels, der die Festländer und Inseln umgibt und auch deren Schelfe umfaßt. Es sind RICHTHOFENS Absätze der „Kontinentalzone des Meeresgrundes". Die Breite dieser Zone beträgt durchschnittlich 250 km, ist indes oft erheblich geringer, während sie anderseits örtlich — so an der brasilischen Küste — auf 600 km anwachsen kann. Im allgemeinen reicht diese Zone nicht unter 200 m hinab[1]). Das Material der hierhergehörigen Sedimente ist ganz überwiegend festländischen Ursprungs, „terrigen", und durch mehr oder weniger grobes Korn ausgezeichnet.

Man hat bei ihnen zu unterscheiden zwischen 1. Flach- oder Seichtmeerablagerungen, den Litoralabsätzen im engeren Sinne, und 2. den tieferen Küstenablagerungen oder Küstenschlicken.

1. Flachmeerablagerungen. Sie bilden sich innerhalb des seichten Gürtels, der die Kontinente und Inseln umgibt und auch deren Schelf umfaßt. Die Breite dieses Gürtels beträgt durchschnittlich 250 km, seine Tiefe nicht über 200 m. Sie zerfallen wiederum in a) Strandablagerungen und b) Schelfablagerungen.

a) Strandablagerungen. Sie entstehen in der alleroberstén, unmittelbar unter dem Meeresspiegel befindlichen, zur Ebbezeit

1) Als „Tiefseesande" hat E. PHILIPPI (a. a. O., 1908, S. 364) feinsandige Ablagerungen bezeichnet, die zuerst durch Lotungen der „Gauß" und der „Valdivia" in großen Tiefen des Südatlantischen Ozeans nachgewiesen wurden und aus eckigen Körnern von Feldspat, Hornblende, Augit, Glimmer, Quarz und anderen Mineralien — sehr bemerkenswert ist auch ein Gehalt an Glaukonit — bestehen. Vermutlich stammen sie von klippenförmigen Aufragungen des Meeresbodens her. Daß solche Gebilde keine bloß örtliche Erscheinung sind, zeigt die Auffindung ähnlicher, zum Teil sogar grober Sande in Tiefen bis zu 2300 m in der Mitte des Indischen Ozeans (KRÜMMEL, Ozeanographie I, S. 208).

trockenliegenden Uferregion, welche die unmittelbare Fortsetzung des obenerwähnten, über der Flutgrenze liegenden Strandsaumes bildet, und bestehen aus Brandungsschutt, Geröllen, Kies und grobem, mit Schaltierresten vermengtem Sand. Verworrene Schrägschichtung, Wellenfurchen, Trocknungsrisse und Kriechspuren sind hier etwas sehr Bezeichnendes; ebenso Strandkonchylien, wie Austern, dickschalige Schnecken (*Buccinum*, *Natica*, *Litorina*, *Patella* usw.), Muscheln (*Cardium*, *Mytilus*, *Mya* usw.); ferner Seeigel, Krabben, Krebse, Balanen usw.

b) Schelfablagerungen (Krümmel) oder Absätze der Zone des feineren Küstensandes (Murray und Renard). Sie gehören einer tieferen, an den Küsten Europas durchschnittlich in etwa 20 m Tiefe beginnenden und bis 200 m (bis zur Hundertfadenlinie) hinabreichenden Zone an, welche die Kontinente als eine erheblich breitere Stufe, als „Schelfgürtel" umzieht und mitunter den Boden ganzer ausgedehnter Meeresteile bildet, wenn diese (wie die Nordsee) verhältnismäßig flach und stark bewegt sind[1]). Die hier entstehenden Sedimente sind von feinsandiger oder tonigsandiger Beschaffenheit und durch ebenflächige, regelmäßige Schichtung ausgezeichnet. Gezeitenströme und der oberflächliche Wellenschlag spielen für die Herbeischaffung bzw. Umlagerung der Sedimente dieser Zone eine erhebliche Rolle. Stellenweise verhindern solche Strömungen den Absatz von Sedimenten, wodurch nackte felsige Bodenpartien entstehen. So unter anderem im Kanal.

Es sind das die verbreitetsten Flachmeerablagerungen der Gegenwart.

2. Küstenschlicke oder hemipelagische Ablagerungen Krümmels. Sie entstehen in größerer Uferferne und Tiefen von mehr als 200 bis hinab zu 4000 m, sind im allgemeinen durch feines Korn ausgezeichnet und bestehen aus feinen Zerreibungsstoffen der Gesteine, aus einem terrigenen Schlick. Man unterscheidet:

a) Dunkler („blauer") Schlick. Weitaus der verbreitetste aller Küstenschlicke. Außer aus tonigen Bestandteilen setzt er sich aus Körnchen von Quarz und daneben von Feldspat, Glimmer, Hornblende usw. zusammen. Ihre Größe beträgt meist 0,5 mm und darunter; doch kommen auch solche bis zu 2 cm Durchmesser vor. Reste kalkschaliger Organismen sind bald in Menge, bald gar nicht vorhanden, dagegen fast immer Reste von Diatomeen und Radiolarien. Die dunkle Färbung rührt von Eisensulfid her, das aus der Reduktion der Eisensulfate des Schlicks durch vermodernde organische Stoffe entsteht.

Der früher als Rotschlamm bezeichnete Schlick stellt nur eine örtliche Abänderung des dunklen Schlicks dar, die an lateritreiche tropische und subtropische Küsten (besonders den südamerikanischen, Schelf von

[1]) Auch der nördliche flache Teil des meerähnlichen Kaspisees gehört dieser sandigen Zone an, während in dessen tiefem südlichem Teile Schlick abgelagert wird.

Guayana bis Südbrasilien) gebunden ist und ihre Färbung dem eingespülten Eisenoxyd verdankt.

Auch der sich in der Umgebung von Vulkaninseln findende dunkelfarbige vulkanische Schlick ist nach KRÜMMEL nur als eine Abart des dunklen Schlicks zu betrachten, in den er in größerem Abstande überzugehen pflegt.

b) Grünsand und -schlick. Der Grünschlick weicht vom dunklen Schlick besonders durch eine grünliche Färbung ab, die mit seinem Gehalt an Glaukonit — einem wasserhaltigen Silikat von Tonerde, Eisenoxyd und Kali[1]) — zusammenhängt. Auch dieser Schlick ist reich an organischen Beimengungen. Mitunter geht er in Grünsand über, der noch glaukonitreicher zu sein pflegt. In beiden treten die Glaukonitkörner gern als Ausfüllung der inneren Hohlräume von Foraminiferen, Globigerinen und anderen Organismen auf.

c) Kalksand und -schlick. Sedimente der tropischen und subtropischen Mittelmeerbecken sowie der Nachbarschaft von Koralleninseln, die bis zu mehreren hundert Meter Tiefe von Korallensand, in größeren Tiefen von Korallenschlick umgeben werden. Sie sind von weißlicher Farbe, stets sehr kalkreich (70—90 v. H.) und erfüllt mit Resten von Korallen, Kalkalgen, Mollusken, Echinodermen und anderen Bewohnern geringer Tiefen. Besonders verbreitet im Pazifischen, aber auch im Indischen und Atlantischen Ozean. Sehr typisch auch im amerikanischen Mittelmeer, während der Boden des europäischen Mittelmeers nur im östlichen Teile von Kalkschlick (mit 40—80 v. H. Kalk) bedeckt wird[2]).

II. Tiefsee- oder pelagische Ablagerungen
(eupelagische Ablagerungen KRÜMMELS).

Sie entstehen außerhalb des Bereiches der Litoralablagerungen in den inneren Teilen der großen ozeanischen Becken, in Tiefen von 700, meist aber von 900 m an bis hinab zu solchen von fast 10 km. Ihre Verbreitung

[1]) Der Glaukonit ist eines der wenigen sich noch heute im Meere bildenden Silikate. Er entsteht wahrscheinlich unter Mitwirkung der organischen Säuren des Schlicks, aber ausschließlich in der Flachsee. Der Challenger wies ihn in den verschiedensten Meeren in Tiefen von 60—550 m nach. Fossile Glaukonitgesteine (überwiegend Sandsteine und Kalksandsteine) finden sich in den allerverschiedensten Formationen, bis ins Kambrium zurück, am häufigsten in der Kreideformation. Bemerkenswert ist die häufige Vergesellschaftung des Glaukonits mit Phosphorit, der vielleicht aus dem phosphorsauren Kalk der Wirbeltierknochen entsteht.

[2]) Der westliche Teil wird von einem dunklen, viel kalkärmeren Schlick eingenommen, während im Schwarzen Meer unterhalb der 20-Faden-Linie (bis zu der Sand abgesetzt wird) ein blauer eisensulfidreicher, ebenfalls kalkarmer Schlick abgelagert wird. (ANDRUSSOW, Das Schwarze Meer. Führer zu den Exkurs. d. zwischenvölk. Geol.-Tagung zu St. Petersburg 1897.)



ist dementsprechend außerordentlich groß: nehmen doch die Ablagerungen der Tiefsee nicht weniger als die Hälfte der gesamten Erdoberfläche ein! Ihre Entstehung kommt ganz wesentlich auf Rechnung von Organismen; erst in zweiter Linie kommen festländische und kosmische Stoffe in Betracht.

Gegenüber der raschen Bildung der Litoralablagerungen erfolgt die der Tiefseesedimente mit äußerster Langsamkeit. Zur Bildung von 1 mm Kokkolithenschlamm sind nach LOHMANN[1]) 2000 Jahre erforderlich.

Eine andere Eigentümlichkeit der pelagischen Ablagerungen besteht in ihrer großen Einförmigkeit und ihren sich nur ganz allmählich vollziehenden Faziesübergängen gegenüber der großen Mannigfaltigkeit und dem raschen Fazieswechsel der Küstenabsätze. So wird z. B. der größte Teil des Pazifischen Meeres von rotem Tiefseeton eingenommen, dem nur hie und da einige kalkreichere Gebiete von Globigerinen- und Radiolarienschlamm eingestreut sind. Umgekehrt herrscht im Atlantischen Ozean über ungeheure Flächen ein kalkreicher Globigerinenschlick, während kalkarme Tongebiete nur vereinzelt auftreten.

Auch die geringe Veränderlichkeit und das kosmopolitische Gepräge der Fauna und Flora der Tiefsee stehen in ausgesprochenem Gegensatz zur großen Veränderlichkeit der litoralen Faunen und Floren. Dies hängt damit zusammen, daß die physikalischen Verhältnisse der Tiefsee — die fast völlige Bewegungslosigkeit des Wassers in den abyssischen Gründen, seine Kälte, seine Lichtlosigkeit und der ungeheure Wasserdruck — auf unermeßliche Entfernungen nahezu unverändert bleiben. Die Fauna der Tiefsee setzt sich neben merkwürdigen Fischen und Krustern besonders aus Foraminiferen (*Globigerina* u. a.) und Radiolarien, Kieselschwämmen (Hexactinelliden), Einzelkorallen, Krinoiden, Seesternen und Seeigeln, einigen kleinen dünnschaligen Mollusken, einer Reihe von Brachiopoden u. a. zusammen[2]). Bemerkenswerterweise trifft man in der Tiefseefauna eine ganze Reihe von Gattungen (Kruster, Echinodermen, Korallen usw.), die in der Jura- und Kreidezeit sehr verbreitet waren, seitdem aber sich ganz in die abyssische Region zurückgezogen haben.

Wir teilen die Tiefseesedimente in 1. kalkreiche und 2. kalkarme ein.

1. Kalkreiche pelagische Ablagerungen. Am wichtigsten ist unter diesen

a) der Globigerinenschlamm: ein in frischem Zustande weißlicher bis graulicher, milchig aussehender Kalkschlamm, der sich in erster Linie aus Gehäusen von pelagischen Foraminiferen — außer der Hauptgattung *Globigerina* noch *Hastigerina*, *Pullenia*, *Sphaeroidina* u. a. — bildet

[1]) LOHMANN, Sitzungsber. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1912.

[2]) Eine ausführliche Darstellung des pflanzlichen und tierischen Lebens der Tiefsee findet man im schönen Werk von J. MURRAY, The depths of the ocean, London 1912, Kap. VI bis X.

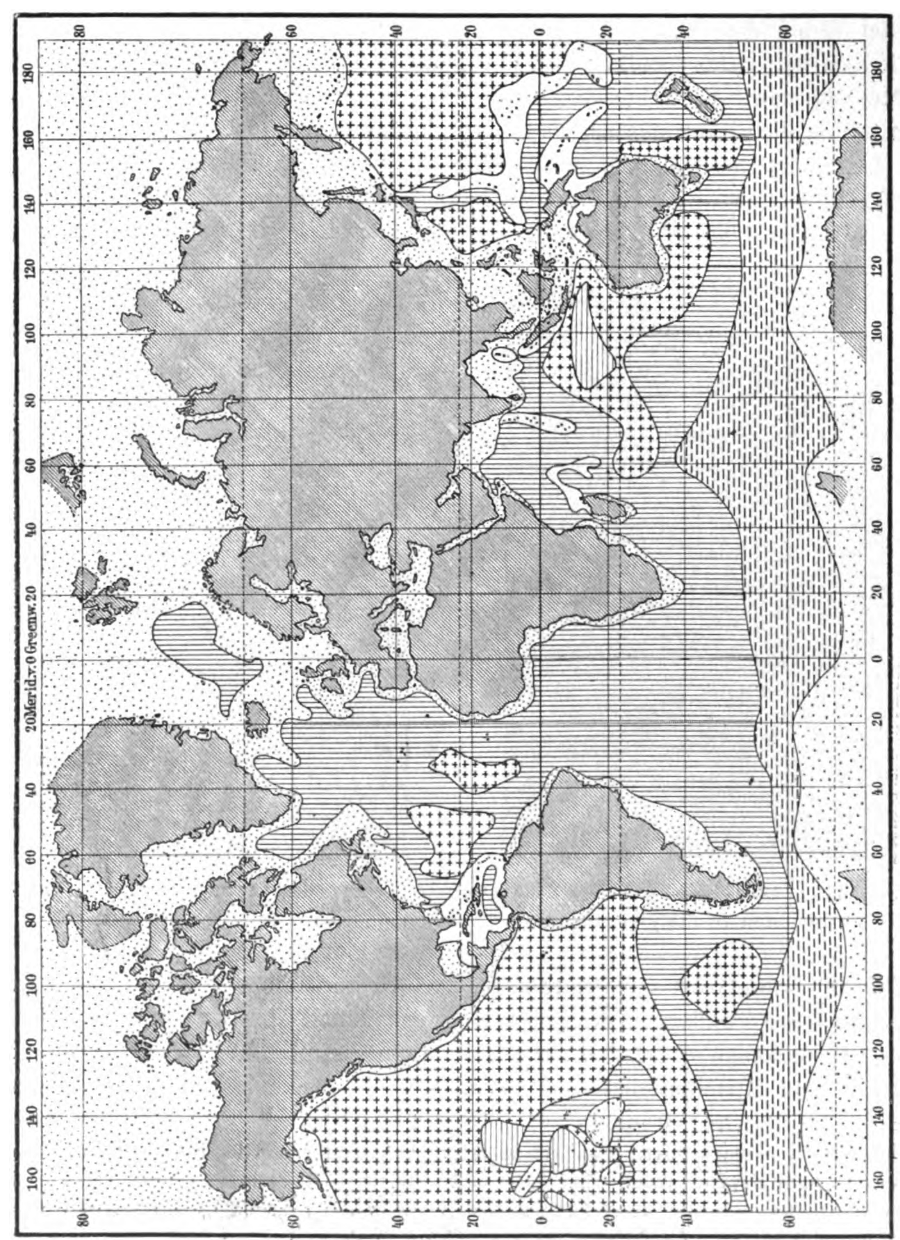


Fig. 510. Verbreitung der Sedimente in den heutigen Meeren.
Nach MURRAY und RENARD[1]).

Punktiert: Terrigene Ablagerungen. Weiß: Korallensand und -schlamm. Wagrecht schraffiert: Radiolarienschlamm. Horizontal gestrichelt: Diatomeenschlamm. Senkrechte Schraffen: Globigerinenschlamm. Kreuzchen: Roter Tiefseeton.

[1]) Nach neueren Untersuchungen des amerikanischen Schiffes „Albatroß" (Mem. Mus. Compar. Zool. und Bulletins der Harvard Univ.) wäre ein großes Gebiet im SO

und 30 bis über 90, im Durchschnitt einige 60 v. H. $CaCO_3$ besitzt. Außerdem enthält er noch Sulfate und Phosphate des Ca, Fe (zwei- und dreiwertig), Mn, Mg, sowie Körnchen von Bimsstein, Lapillifragmente und Glasteilchen. Nach möglichst genauen Abschätzungen fand GÜMBEL in 1 ccm Globigerinenschlamm aus der Nähe der Insel Neuamsterdam: 5000 größere Foraminiferen, 200 000 kleinere, 220 000 Bruchstücke davon, 7 Millionen sogenannte Kokkolithe[1]), 4 800 000 kleine Kalkstäbchen und Staubteile, 150 000 Spongienreste,

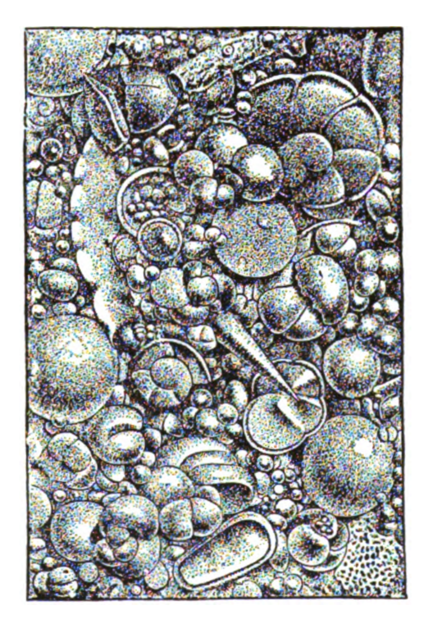




Fig. 511 u. 512. Globigerinenschlamm (links) in 4facher und Pteropodenschlamm (rechts) in 20facher Vergrößerung. Nach MURRAY und RENARD.

100 000 Radiolarien und Diatomeen, 240 000 Mineralkörnchen. Das übrige bestand aus Tonflocken, körnigen Klümpchen und Häutchen[2]).

Bemerkenswert ist, daß der Globigerinenschlamm des Pazifischen Ozeans im W. von Mittelamerika nach MURRAY[3]) dieselben massenhaften Mangan-

---

des Stillen Ozeans nicht von rotem Tiefseeton, sondern von Globigerinenschlamm eingenommen. Eine neue farbige Karte der Verbreitung der Meeressedimente findet man im oben angeführten Werke von K. ANDRÉE, Geol. des Meeresbodens Bd. II, 1920.

[1]) Sehr kleine, zur Gruppe der Chrysomonadiden gehörige Algen.

[2]) GÜMBEL, Grundzüge der Geologie, S. 333.

[3]) MURRAY and LEE, The depth and marine deposits of the Pacific. Mem. Comp. Zool. Harvard College 38. Cambridge U. S. A. 1909. Neues Jahrb. f. Min. 1911, II, S. 60. — Die in dieser Abhandlung gegebene Darstellung von der Verbreitung der Sedimente stützt sich für den Pazifischen Ozean auf neuere Feststellungen, als sie in Fig. 510 verwertet werden konnten.

knollen enthält, die im roten Tiefseeton vorkommen; ebenso Phillipsitkristalle, die wahrscheinlich aus der Umbildung der in der Tiefsee so verbreiteten „Palagonittuffe“ hervorgegangen sind.

In besonders bezeichnender Ausbildung tritt der Globigerinenschlamm in Tiefen von rund 1000 m auf; in größeren Tiefen nimmt im allgemeinen sein Kalkgehalt ab, wohl weil die ihn zusammensetzenden Foraminiferenschalen vom Wasser um so mehr aufgelöst werden, je höher die Wassersäule ist, die sie zu durchsinken haben.

Der Globigerinenschlamm ist weitaus der wichtigste organische Tiefseeschlamm. Er wetteifert an Verbreitung mit dem roten Tiefseeton, den er nach den neuesten Feststellungen noch übertrifft. Seine Hauptverbreitung liegt im Atlantischen Ozean, doch ist er auch im Indischen und Stillen Ozean, in diesem allerdings nur auf den Polynesischen Plateaus vertreten. Er findet sich besonders da, wo warme Oberflächenströmungen ein reiches pelagisches Tierleben gestatten. So kommt seine weite Verbreitung im Nordatlantikum auf Rechnung des Golfstroms.



Fig. 513. Tiefseemanganknolle. Aus 5081 m Tiefe gelotet im Südatlant. Ozean von der „Valdivia“. Urstück im Geol. Mus. zu Marburg.

b) Pteropodenschlamm. Hauptsächlich aus Schälchen von Pteropoden und Heteropoden mit fast 80 v. H. Kalk bestehend, stellt er nach Krümmel nur eine Abart des Globigerinenschlamms dar, dem er auch äußerlich sehr ähnlich ist. Er kommt nur in geringer Verbreitung auf Schwellen der Tiefsee in tropischen und subtropischen Gebieten, besonders im Atlantischen, weniger im Indischen und Pazifischen Ozean vor.

2. Wesentlich kalkfreie pelagische Ablagerungen.

Nächst dem Globigerinenschlamm das verbreitetste marine Sediment ist

a) der rote Tiefseeton. Es ist ein roter bis bräunlicher, frisch knetbarer, getrocknet harter und fester, eisenoxydreicher, mehr oder weniger kalkfreier[1]) Ton, der mikroskopische Mineralkörnchen, Reste kieselschaliger Organismen und Teilchen kosmischen Ursprungs einschließt. Er enthält nach F. W. Clarke einige 54 v. H. SiO_2, 16 Al_2O_3, 8,5 Fe_2O_3, 1 und mehr

[1]) Sehr tiefliegende Vorkommen sind zuweilen fast kalkfrei, während in hochliegenden der Kalkgehalt auf 30 v. H. steigen kann. Nach dem Vorgange von J. Murray rechnet man Vorkommen mit mehr als 30 v. H. Kalk nicht mehr dem roten Ton, sondern dem Globigerinenschlamm zu — eine Abgrenzung, die schon zur Genüge zeigt, daß die Scheidung beider Ablagerungen oft recht unsicher ist.

MnO_2, 3 MgO, 2 CaO, 2 Na_2O, gegen 3 K_2O und 7 H_2O, daneben aber auch kleine Mengen verschiedener weniger verbreiteter Stoffe, wie Titan, Chrom, Nickel, Kobalt, Strontium, Barium, Arsen, Kupfer u. a.[1]).

Eine eigentümliche Erscheinung des roten Tones bilden konzentrisch schalige Mangan- und Eisenoxydknollen, die bis Faust- und Kinderkopfgröße erreichen und im Innern einen Fremdkörper (Wal- oder Fischwirbel, Gehörknöchelchen, Haifischzähne, Bimssteine usw.) einzuschließen pflegen. Sie kommen oft in solcher Menge vor, daß ein einziger Schleppnetzzug Hunderte davon zutage fördert. Nach MURRAY entstehen diese (im wesentlichen die Zusammensetzung des Psilomelans besitzenden) Knollen durch Zersetzung basischer vulkanischer Gesteine, mit deren Überbleibseln sie fast immer zusammen vorkommen. Nach GÜMBEL dagegen wären sie unter dem Einflusse untermeerischer mangan- und eisenreicher Quellen entstanden.

Eine nicht minder auffällige Erscheinung des Tiefseetones sind Aggregate von Zeolith- (Phillipsit-) Kriställchen, die oftmals Tiefseeorganismen umhüllen und sich daher an Ort und Stelle gebildet haben müssen.

Der rote Tiefseeton hat seine Hauptverbreitung im Pazifischen Ozean, dessen größte Tiefen er in ungeheurer Ausdehnung einnimmt. In geringerer Verbreitung findet er sich im Indischen und im Atlantischen Ozean, aber fast nirgends geht er über den 50. Grad n. und s. Br. hinaus.

Auffällig ist, daß er in verschiedenen Teilen des Weltmeeres in sehr verschiedenen Tiefen auftritt. Am tiefsten liegt er im N des Äquators, um von da allmählich gegen die Antarktis aufzusteigen. Nördlich vom Äquator beginnt er nämlich erst in etwa 6000 m Tiefe; im Südatlantischen Ozean dagegen unter 15° s. Br. schon in 5300, unter 24° s. Br. in 5000 m und im Antarktischen Meere schon in 2000—3000 m Tiefe. Diese Unterschiede hängen nach PHILIPPI wahrscheinlich mit der Beschaffenheit des den Grund des Weltmeeres einnehmenden Tiefenwassers zusammen, das zum größten Teil aus dem antarktischen Gebiete stammt und dort ursprünglich Oberflächenwasser war. Auf seiner langsamen Wanderung nach N, nach dem Äquator zu, erwärmt sich dies Wasser allmählich und büßt zugleich immer mehr Sauerstoff ein, der zur Erhaltung des organischen Lebens sowie zur Oxydation von Eisen, Mangan und organischer Substanz verwandt wird. Damit zusammenhängend wird, je weiter nach N, das organische Leben immer schwächer und die Zersetzung der organischen Substanzen immer unvollständiger. Da aber dementsprechend auch die CO_2-Erzeugung geringer wird, so muß mit wachsender Entfernung von der Antarktis die Lösungskraft des Tiefenwassers für $CaCO_3$ abnehmen, und daraus erklärt sich, daß kalkfreies Sediment, d. h. roter Tiefseeton, im antarktischen Gebiet schon in viel geringerer Tiefe anzutreffen ist als in niederen Breiten[2]).

[1]) CLARKE, The composition of the red clay. Journ. of Geol. 15, S. 783. Chicago 1907.

[2]) PHILIPPI a. a. O. 1908, S. 356.

Im ganzen läßt sich aussprechen, daß für die Verbreitung des roten Tiefseetones in erster Linie die Meerestiefe und erst in zweiter die Landentfernung bestimmend sind. Daraus erklärt sich unter anderem sein Vorhandensein in der Tiefe des landnahen Kermadek- und Tongagrabens (siehe S. 139).

Die Entstehung des roten Tiefseetones wurde früher allgemein auf die Zersetzung der organischen Schlamme durch die Kohlensäure des Meeres zurückgeführt, durch die fast aller Kalk ausgezogen wurde und nur ein unlösliches Tonerdesilikat von der Zusammensetzung Al_2O_3, $2\,SiO_2$, $2\,H_2O$ zurückbleiben sollte. Später dagegen versuchte man ihn aus der Zersetzung eisenhaltiger vulkanischer Aschen, insbesondere von Bimssteinkörnchen zu erklären. Wir möchten es aber nicht für ausgeschlossen halten, daß er im wesentlichen den unlöslichen Rückstand kalkschaliger Organismen darstellt. Auf alle Fälle geht seine Bildung mit äußerster Langsamkeit vor sich.

b) Der Radiolarienschlamm stellt nur eine örtliche Abart des roten Tiefseetons dar, in den er durch Zunahme der Gehäuse kieselschaliger Kleinwesen übergeht. Es ist ein roter, schokoladenfarbiger oder strohgelber Ton mit reichlich beigemengten kieselhaltigen Organismen (Radiolarien, Spongiennadeln, Diatomeenkapseln) und einem dadurch bedingten höheren Gehalt an Kieselsäure. Sobald der rote Ton mehr als 20 v. H. Radiolarien enthält, bezeichnet man ihn als Radiolarienschlamm.

Die Hauptverbreitung des Radiolarienschlamms liegt im Pazifischen Ozean; daneben tritt er auch im Indischen Ozean auf, während er im Atlantischen auffallenderweise zu fehlen scheint.

c) Diatomeenschlamm. Ebenfalls ein kieseliger, nur einige 20 v. H. Kalk enthaltender Tiefseeschlamm, der eine gelbliche mehlige Masse darstellt und in der Hauptsache aus Resten kieseliger Organismen, Diatomeen, Radiolarien und Spongiennadeln, sowie zerriebenem vulkanischem Material besteht. Er tritt in Tiefen von 5000—6000 m auf, und zwar überwiegend in den höheren Breiten beider Halbkugeln, besonders des südlichen Eismeeres. Im Äquatorialgebiet fehlt er gänzlich.

Die Gesamtverbreitung der verschiedenen vorstehend beschriebenen Meeressedimente hat KRÜMMEL[1]) 1907 folgendermaßen veranschlagt:

	Verbreitung in Millionen Quadratkilometer	Anteil in Hundertsteln
Flachseeablagerungen	33,0	9,1
Farbige Küstenschlicke	55,7	14,5
Globigerinen- und Pteropodenschlamm .	106,5	29,6
Roter Tiefseeton, Radiolarien- und Diatomeenschlamm	142,0	39,5

[1]) KRÜMMEL, Handb. d. Ozeanogr. I, S. 205.

Die seit jener Zeit gemachten Beobachtungen (siehe die Anmerkung zum Kärtchen Fig. 510, S. 673) haben indes ergeben, daß die Verbreitung des roten Tiefseetones um einige zwanzig Millionen Quadratkilometer geringer, die des Globigerinenschlammes aber um ebenso viel größer anzunehmen ist. Der Globigerinenschlamm würde danach das verbreitetste aller Meeressedimente darstellen (roter Tiefseeton etwa 101, Globigerinenschlamm 128 Mill. qkm).

Man hat sich viele Mühe gegeben, den heutigen Tiefseeschlammen ähnliche Ablagerungen auch in neozoischen, mesozoischen und noch älteren Schichtenfolgen nachzuweisen. Für das Tertiär einiger Gegenden ist dies in der Tat gelungen. Dahin gehören die miozänen Kalkmergel von Malta[1]) und das Neogen der Antilleninsel Barbados, in denen Foraminiferenablagerungen auftreten, die nach dem Urteile der besten Kenner von den Schlammen der heutigen Tiefsee nicht zu trennen sind[2]).

Früher glaubten viele Forscher auch die nordeuropäische Schreibkreide, die bekanntlich massenhafte Kokkolithe (die schon oben erwähnten Algenschildchen) enthält, als eine Art Globigerinenschlamm ansehen zu dürfen. Allein die Globigerinen treten darin sehr zurück gegen aus fein zerriebenem Kalk bestehende Gebilde, und die Diatomeen und Radiolarien des Tiefseeschlammes fehlen darin ganz, während diesem umgekehrt die Konchylienfragmente der Kreide fehlen. J. Walther, de Lapparent und besonders Cayeux[3]) haben daher die Schreibkreide mit Bestimmtheit für eine terrigene, in verhältnismäßig geringer Tiefe entstandene Bildung erklärt. Im Hinblick auf die Tiefsee-Echiniden (*Salenia* usw.) und Hexactinelliden der Kreide glaubt Grossouvre[4]), daß die Kreide des Pas de Calais in etwa 1000 m Tiefe abgelagert worden sei. Damit stimmt die Meinung überein, die Archangelsky[5]) auf Grund sorgfältiger Untersuchungen für die jungkretazischen kreideartigen Bildungen im O des europäischen Rußland ausgesprochen hat.

Einige Geologen haben auch manche an Radiolarien und Kieselspongien reiche paläozoische Gesteine, wie besonders die Kieselschiefer des Kulms, als Tiefseeabsätze gedeutet; allein auch dagegen hat sich Widerspruch erhoben, der sich namentlich auf den dem heutigen Tiefseeschlamm abgehenden hohen Gehalt der fraglichen Gesteine an kohligen Bestandteilen stützt. Ein solcher kommt auch den zum großen Teil ebenfalls Reste von Radiolarien und Kieselschwämmen enthaltenden Graptolithen-

[1]) Gregory, Trans. Roy. Soc. Edinb. 36, S. 585.

[2]) Vgl. Jukes-Browne, Quart. Journ. Geol. Soc. 1891, 1892. — Harrison und Jukes-Browne, Ebenda 1895.

[3]) Cayeux, Annal. Soc. Géol. du Nord 1890, S. 342; 1891, S. 95.

[4]) Grossouvre, Ebenda 1892, S. 1.

[5]) Archangelsky, Mater. Geol. Rußl. 1912.

schiefern des Silurs zu, die man aus dem gleichen Grunde nicht als abyssische Gebilde ansehen darf, wenngleich ihre Entstehung in ziemlich beträchtlicher Tiefe wahrscheinlich ist.

Am auffälligsten aber ist das fast völlige Fehlen von Gesteinen, die dem verbreitetsten Gebilde unter den heutigen Tiefseeablagerungen, dem roten Tone vergleichbar wären, in allen älteren Formationen. G. Steinmann hat ihm zwar die sogenannten Couches rouges des westalpinen Oberjuras und der Kreide mit ihren Hornstein- und Jaspiseinlagerungen und ihren Radiolarien (sogenannte Radiolarite) an die Seite stellen wollen; aber auch sie weichen vom echten roten Tiefseeton durch ihren Kalkgehalt ab. Größeren Anspruch, als Gegenstück des heutigen roten Tiefseetons zu gelten, können gewisse rote, völlig kalkfreie tonige Gesteine und Radiolarite des Mesozoikums der Inseln Timor und Rotti erheben, in denen Molengraaff neuerdings auch die für die heutigen abyssischen Ablagerungen so bezeichnenden Manganknollen nachgewiesen hat (vgl. S. 125).

Philippi hat übrigens in seiner wiederholt angeführten Abhandlung auf die Möglichkeit hingewiesen, daß in früheren Perioden überhaupt kein roter Tiefseeton abgelagert worden sei, und hat dafür das Fehlen einer polaren Vereisung in älteren geologischen Perioden verantwortlich gemacht. Damit zusammenhängend habe es vielleicht ehemals kein kälteres Wasser als von etwa 10° gegeben und infolge davon auch kein kaltes Tiefenwasser, das offenbar die Bildung des roten Tones begünstige.

Geologische Fazies.

Wie wir gesehen haben, gibt es unter den heutigen Meeressedimenten solche, die ihre petrographische Beschaffenheit auf große Erstreckung unverändert beibehalten (Globigerinenschlamm, roter Tiefseeton), und anderseits solche (besonders die mannigfachen Seichtwasserabsätze), deren Beschaffenheit auf kurze Strecken wechselt, so daß sie häufig und rasch aus kalkigen in tonige, sandige oder kiesige Ablagerungen übergehen[1]. Diese Änderungen in der petrographischen Zusammensetzung, die gewöhnlich auch von Änderungen in der Fauna begleitet werden, bezeichnet man mit einem vom Schweizer Geologen Gressly (1840) herrührenden Ausdrucke als Fazies. Die Fazies begreift also die Gesamtheit der petrographischen und paläontologischen Merkmale einer Ablagerung.

Einem Vorschlage von Mojsisovics entsprechend, pflegt man gleichaltrige Ablagerungen gleicher Fazies als isopisch, solche abweichender Fazies als heteropisch zu bezeichnen.

[1]) Ein gutes Beispiel für derartige Faziesübergänge liefern die oberdevonischen Ablagerungen im W des Staates New York (vgl. S. 202).



Die größten denkbaren Faziesunterschiede sind die, die man als Eruptiv-, Kontinental- und Marinfazies bezeichnet. Mit der eruptiven Fazies haben wir uns hier nicht weiter zu beschäftigen, und auch von der kontinentalen sei nur bemerkt, daß sie im einzelnen sehr verschiedenartig sein kann, daß man hier wieder eine äolische (Löß, Treibsand), glaziale (Moränen, Geschiebemergel), eluviale (viele Tone), fluviatile (Deltaablagerungen), lakustre (Mineralkohlen, Travertine), lagunäre (Gips- und Salzlager), fluvio-glaziale, fluvio-aride von Trockengebieten und noch andere mehr unterscheiden kann. Nur die marine Fazies wollen wir im folgenden etwas eingehender betrachten.

Die Hauptunterschiede sind hier die, die man bisher mit den Ausdrücken litoral, pelagisch und abyssisch zu bezeichnen pflegte. Diese Unterschiede decken sich mit solchen der Tiefe und der Küstenferne, in der eine Ablagerung entstand. Von diesen Bedingungen hängt in erster Linie sowohl ihre petrographische als auch ihre paläontologische Beschaffenheit ab. Es ist oben wiederholt hervorgehoben worden, daß die in der Nachbarschaft der Küste entstehenden Sedimente eine grobe, konglomeratisch-sandige Beschaffenheit haben, während mit zunehmender Entfernung vom Ufer und zunehmender Tiefe immer feinere Ablagerungen gebildet werden; und zwar zunächst feine Sande, dann verschiedenartige Schlicke, dann kalkiger Schlamm und zuletzt, in größter Tiefe, infolge der Auflösung des Kalkgehalts des Schlammes durch die CO_2 des Meerwassers, reiner Tonschlamm. Schon aus der petrographischen Zusammensetzung läßt sich mithin ein Schluß auf die Bildungsumstände eines Sediments ziehen. Dazu kommen aber noch andere Merkmale.

Die Ablagerungen der Strand- oder Litoralfazies sind gekennzeichnet durch vorwiegend sandige Beschaffenheit, geneigte oder Schrägschichtung, Wellenfurchen, Kriechspuren, Trocknungsrisse, angebohrte Geschiebe. Ihre Fossilien sind meist dickschalig, oft abgerollt und zerbrochen. Reste von der Küste her eingeschwemmter Landtiere und Landpflanzen sind hier nicht selten. Hierher gehören die Austernbänke aller Formationen, die Hippuriten-, Nerineen- und andere ähnliche Kalksteine, die Korallen-, Kalkalgen-, Bryozoen- und sonstigen riffartigen Kalke (Riffazies).

Eine andere Art hierhergehöriger Bildungen sind die merkwürdigen, fast nur aus Zähnchen und Schuppen von Fischen, Überbleibseln von Krustern und Knochenresten von Sauriern bestehenden sogenannten Bonebedschichten verschiedener stratigraphischer Horizonte (Obersilur, Keuper usw.).

Auch die im wesentlichen den Schelfablagerungen der Jetztzeit entsprechenden Absätze der Flachmeerfazies sind überwiegend sandig, aber von feinerem Korn und gut ausgebildeter Schichtung und enthalten meist dünnschaligere, im allgemeinen besser erhaltene Fossilien. Hierher

gehören viele marine Sandsteine, wie der alpine Molasse- und Flyschsandstein, der nordamerikanische Oriskany- und der rheinische Spiriferensandstein, viele Quarzite, die glaukonithaltigen Grünsande der Kreideformation u. a. m.

Nach dem Vorgange von E. HAUG und anderen französischen Geologen bezeichnet man jetzt die den beiden genannten Fazies angehörigen, in Tiefen von 0—200 m entstandenen Flachmeerbildungen als „neritisch".

Die in größerer, d. h. durchschnittlich in 200—1000 m Tiefe gebildeten, in der Hauptsache den heutigen farbigen Küstenschlicken entsprechenden Ablagerungen wurden früher der pelagischen Fazies zugerechnet. Dieser Ausdruck war indes insofern nicht glücklich, als er nicht dem entsprechen sollte, was die Ozeanographen als pelagisch bezeichnen, sondern nur tieferes Meer im Gegensatz zur neritischen oder Flachmeerzone. Der ebenfalls den neueren französischen Geologen zu verdankende Ausdruck „bathyal" für solche Bildungen ist daher vorzuziehen und hat sich rasch eingebürgert.

Die Ablagerungen dieser Bathyalfazies zeichnen sich durch noch feinere, sandige, sandig-tonige, merglige oder kalkige Beschaffenheit und meist gut ausgebildete, normale Schichtung aus. Unter den Fossilien spielen hochseebewohnende Cephalopoden, Pteropoden, dünnschalige Lamellibranchiaten (im Paläozoikum besonders Cardioliden) und becherförmige Einzelkorallen eine Hauptrolle.

Hierher gehört die große Masse der tonigen und mergelig-kalkigen Ablagerungen der verschiedensten Formationen. Einer geringeren Tiefenlage dieser Fazies sind wohl zuzurechnen die Crinoidenkalke des belgischen Kohlenkalks und des oberen deutschen Muschelkalks, die brachiopoden- und lamellibranchiatenreichen Mergel und Kalke des Oberdevons, des Zechsteins, des Wellenkalks, des süddeutschen Malms, des norddeutschen Pläners (?) usw. Einem tieferen Niveau dagegen mögen angehören die Trilobitenschiefer und -kalke des Paläozoikums, die Wissenbacher und Cypridinenschiefer, der Posidonienschiefer des Kulms; die untersilurischen Vaginatenkalke (?) sowie die Goniatiten- und Ammonitenkalke des Paläozoikums, der Trias und des Juras in alpiner Entwicklung, die ammonitenreichen Tone des süddeutschen Juras und der norddeutschen Unterkreide; die tertiären Pleurotomentone (London-, Rupel- und andere Tone); die spongienreichen Mergel der norddeutschen Oberkreide, die nordeuropäische Schreibkreide und vieles andere mehr.

Eine besondere Art hierhergehöriger Sedimente sind die in Meeresteilen ohne stärkere Wasserbewegung und Durchlüftung — meist ruhige Buchten und fast geschlossene Binnenmeere nach Art des Pontus — entstandenen, aus faulschlammartigen Absätzen hervorgegangenen und daher bitumenhaltigen Gesteine von der Art des Kupferschiefers unseres Zechsteins[1]), der Posidonienschiefer des Lias usw. Auch die bekannten ober-

[1]) POMPECKI, Das Meer des Kupferschiefers. BRANCA-Festschrift 1914, S. 444 ff.

jurassischen Plattenkalke von Solnhofen sind trotz ihrer stark kristallinen Beschaffenheit — im Dünnschliff erweisen sie sich zum großen Teil als aus Kalkspatrhomboederchen zusammengesetzt — wohl hier anzufügen. Schon die Mengung von Meeresfossilien mit massenhaften land- und luftbewohnenden Tieren spricht dafür. Nach JOH. WALTHER[1]) stellen sie Absätze in flachen Lagunen dar, in denen neben Korallenschlick nicht nur chemischer Kalkniederschlag, sondern auch festländischer Staubabsatz stattfand.

Ablagerungen der Tiefseefazies, die durch ihre sich auf große Erstreckung kaum ändernde petrographische und paläontologische Beschaffenheit, insbesondere auch durch ihre große Feinerdigkeit und ihre Kalkarmut ausgezeichnet sind, sind, wie schon oben hervorgehoben, überall selten. Es gehören hierher manche Radiolarienmergel des Tertiärs sowie die radiolaritführenden roten Ton- und Schiefergesteine des mediterranen Mesozoikums, vielleicht auch die Kieselschiefer des Devons und Kulms. Als „Abyssite" endlich könnten die oben erwähnten, von MOLENGRAAFF bekannt gemachten, Manganknollen enthaltenden roten Tongesteine des Mesozoikums von Timor und Rotti betrachtet werden.

In der Regel wird es nicht schwer fallen, für eine gegebene ältere Ablagerung mehr oder weniger ähnliche Bildungen auch unter den Sedimenten der heutigen Meere wiederzufinden, woraus sich dann wichtige Schlüsse auf die Bildungsart des älteren Gesteins ziehen lassen; für manche Ablagerungen, wie die silurischen Graptolithenschiefer, ist dies freilich bis jetzt noch nicht gelungen.

Es sei noch hervorgehoben, daß ein Fazieswechsel wie in horizontaler, so auch in vertikaler Richtung eintreten kann. Sogar an den verschiedenen übereinanderliegenden Schichten einer und derselben Schichtenfolge kann man vielfach kleinere, sich in der petrographischen Beschaffenheit und Fossilführung aussprechende Faziesunterschiede beobachten.

Man kann sich darüber nicht wundern, nachdem JOH. WALTHER an der „Taubenbank" — einer hohen plateauförmigen, durch besonders üppige Fauna und Flora ausgezeichneten Aufragung im Golf von Pozzuoli — nachgewiesen hat, daß schon der kurze Zeitraum von 25 Jahren ausreichend war, um große Veränderungen in den biologischen Verhältnissen — in unserem Falle ein außerordentliches Überhandnehmen der Kalkalgen — und damit auch in der Beschaffenheit der entstehenden Sedimente herbeizuführen[2]).

Plötzlich auftretende Konglomerate weisen immer auf plötzliche Änderungen in den Absatzverhältnissen, häufig auf das Vorhandensein einer strati-

[1]) WALTHER, Fauna der Solnhofener Plattenkalke. Festschrift f. HÄCKEL 1904.

[2]) WALTHER, Anhang zu der Abhandl. d. preuß. Akad. d. Wissensch. 1910.

graphischen Lücke hin. So die konglomeratischen Schichten in der *Sowerbyi*-Zone des süddeutschen Doggers und an der Basis des nordwestdeutschen Wealdens[1]).

Es ist leicht einzusehen, daß stärkere Veränderungen in der Meerestiefe sich auch in der Beschaffenheit der Sedimente abspiegeln werden. Bei Hebungen und Senkungen werden alle Punkte des Meeresbodens die Reihe der oben geschilderten Fazies mehr oder weniger vollständig durchlaufen müssen. In der Tat findet man häufig in größeren Schichtenfolgen die Reihe: Konglomerate, Sandsteine, Kalksteine und Tone, Kieselgesteine oder umgekehrt. Ein ausgezeichnetes Beispiel bietet unser Kulm mit seinen jedenfalls in großer Tiefe abgesetzten basalen radiolarienhaltigen Kieselschiefern, den darüber folgenden bathyalen Posidonienschiefern und den noch höheren litoralen Grauwacken, die zuerst feinkörnig, aufwärts allmählich in neritische Küstenkonglomerate (zum Teil schon Flözleeres) übergehen, die endlich von den limnischen Ablagerungen des flözführenden Karbons bedeckt werden.

Daß diese Reihenfolge durch die mannigfaltigsten Einflüsse [Veränderungen in den Meeresströmungen, Niveauschwankungen[2]), Vereisungen usw.] gestört und abgeändert werden kann, braucht kaum hervorgehoben zu werden.

III. Geologische Wirkungen der Organismen.

Neben dem Wasser und der Atmosphäre wirkt fortwährend noch eine dritte exogene Kraft an der Umbildung der Erdkruste mit, nämlich die organische Welt. Wenn auch an Bedeutung hinter der des Wassers und vielleicht selbst hinter der der Atmosphäre zurückstehend, so ist die geologische Tätigkeit des Tier- und Pflanzenreiches doch keineswegs unwesentlich. Dies ergibt sich schon zur Genüge aus dem Hinweise auf zwei ungemein wichtige, sich unter ihrer Mitwirkung vollziehende Vorgänge, nämlich die Bildung der Mineralkohlen und die der marinen Kalksteine.

Wie bei den Wirkungen der Atmosphäre und des Wassers, so lassen sich auch hier 1. zerstörende und 2. neubildende Vorgänge unterscheiden.

---

[1]) KAYSER, Geologische Formationskunde, 5. Aufl., S. 443 u. 496.

[2]) In manchen Fällen wird man um die Annahme solcher kaum herumkommen. So nach GUPPY (Qu. Journ. Soc. Lond. 1892, S. 519) für die Antilleninsel Trinidad, wo entwickelt wären:

Das Miocän in Tiefseefazies (Globigerinen- u. Radiolarien-Ablager.).
„ Eocän in Flachmeerfazies.
Die Oberkreide in { Tiefseefazies. / Flachseefazies.

I. Zerstörende Wirkungen.

a) Zerstörungen durch Pflanzen.

Hier wäre einmal auf die Rolle hinzuweisen, welche die Pflanzenwelt für die Verwitterung der Gesteine spielt. Es kommt hier sowohl die Klein- wie die Großflora in Betracht.

Die Kleinflora ist insofern von größter Wichtigkeit, als sie der Hauptträger des Abbaues abgestorbener organischer Reste und damit der Humusbildung ist.

Schon seit langer Zeit ist bekannt die Zerstörung der Gesteine durch Flechten, die sich als erste auf nackten Felsflächen ansiedeln. Namentlich kalkige Gesteine werden von dieser Zerstörung betroffen. Die Oberfläche solcher Gesteine wird mürbe und löcherig und bedeckt sich oft mit zahllosen kleinen Narben, deren jede einer Flechte entspricht. Diese Grübchenbildung hängt zusammen mit der Ausscheidung von CO_2, die den Kalk löst.

Am Vesuv und Ätna ist es eine graue Flechte, *Ptereocaulon vesuvianum*, welche die Lavaströme schon wenige Jahre nach ihrer Erstarrung besiedelt. Sie lockert die rauhe Gesteinsoberfläche im Lauf weniger Jahrzehnte so weit, daß sie mit Ginster und Kakteen bepflanzt werden kann, die in einigen weiteren Jahrzehnten einen Boden schaffen, der fähig ist den Weinstock zu ernähren.

Neben den Flechten kommen als erste Besiedler nackter Gesteinswände auch Algen in Betracht. Schon 1887 beobachtete J. G. BORNEMANN in einem Bache bei Eisenach Kalkgerölle, in die von der Oberfläche aus die Fäden einer *Lyngbya* eingedrungen waren[1]). Bald darauf haben BORNET und FLAHAULT zahlreiche Fälle des Vegetierens grüner Algen in Muschelschalen, Korallenskeletten usw. bekannt gemacht[2]). Besonders bemerkenswert aber sind die neuen, von L. DIELS an den Dolomitwänden des Schlerns in Südtirol gemachten Beobachtungen. Es treten dort nicht nur oberflächliche (epilithische), als zarter grauer Anflug erscheinende Algen auf, sondern solche dringen auch von Klüften aus ins Innere des Gesteins ein, um sich in 2—4 mm unter der Oberfläche endolithisch als grüne Schicht zu verbreiten[3]). Eine ähnliche Algenvegetation ist von K. ANDRÉE[4]) an devonischem Kalkstein von Manitoba in Kanada beobachtet worden.

Eine große Wichtigkeit für die Zersetzung der Gesteine kommt weiter den Bakterien zu.

---

[1]) BORNEMANN, Geologische Algenstudien. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1886, 1887.

[2]) BORNET und FLAHAULT, Bull. Soc. Botan. France 1889.

[3]) DIELS, Die Algenvegetation der südtirolischen Dolomitriffe. Ber. d. Deutschen Botan. Ges. 1914, Bd. 32, S. 587.

[4]) ANDRÉE, Beiträge zur Geologie von Kanada. Schriften d. Ges. z. Beförderung d. ges. Naturw. Marburg 1914, Bd. 13.

Die bedeutsame Rolle, die diese Kleinwesen im Haushalte der Natur spielen, ist jetzt allgemein bekannt. Sie beruht auf ihrer Fähigkeit, zusammengesetzte organische Verbindungen zu zersetzen und deren Zerfall in einfachere Verbindungen, namentlich in Kohlensäure und Ammoniak zu bewirken. Ohne diese Rückbildungen — die bekannten Fäulnisvorgänge — würden allmählich immer größere Mengen der in den Pflanzen- und Tierleibern aufgespeicherten Stoffe, besonders der für die Pflanzenwelt so unentbehrlichen Kohlensäure, dem Kreislauf entzogen werden.

Für die Aufschließung des Felsbodens und die damit zusammenhängende Bildung der Ackerkrume kommen nach den Untersuchungen von MÜNTZ[1]), WINOGRADSKY[2]) u. a. besonders die nitrifizierenden Bakterien in Betracht. Indem diese winzigen Organismen selbst in die feinsten Poren und Haarspältchen der Gesteine eindringen und dort nach ihrem Absterben den aus der Luft aufgenommenen Kohlen- und Stickstoff in Form humoser Stoffe zurücklassen, leiten sie die erste Zersetzung des festen Gesteins ein[3]). Dessen Oberfläche wird gelockert, ausgelaugt und von Humus durchsetzt. Dadurch erst wird die Ansiedlung höherer Pflanzen ermöglicht, unter denen zuerst die Rindenflechten zu erscheinen pflegen.

Auch in Waldboden entstehen nach VOGEL v. FALKENSTEIN[4]) durch Bakterientätigkeit beständig Nitrate, die eine wesentliche Bedeutung für die Ernährung der Waldpflanzen haben.

Zu erwähnen wären hier auch die sogenannten Stickstoffbakterien, die in den Wurzelknöllchen der Leguminosen lebend, ebenfalls der Luft freien N entziehen[5]).

Andere, die Schwefelbakterien, scheiden in ähnlicher Weise aus dem H_2S, der sich in S-Quellen und auf dem Grunde stehender Wässer und des Meeres entwickelt, Schwefel aus. Auf diesem Wege sind nach aller Wahrscheinlichkeit die tertiären Schwefellager Siziliens, Galiziens, Oberschlesiens und anderer Gegenden entstanden. Ebenso aber ist auch der

[1]) MÜNTZ, Sur la décomposition des roches et la formation de la terre arable. Compt. rend. Bd. 110, 1890.

[2]) WINOGRADSKY, Ebenda Bd. 116 u. 118, 1893 u. 1894.

[3]) Aller von den Bodenbakterien aufgenommene N wird zunächst in Ammoniak (NH_3), dieses sodann in Salpetersäure (HNO_3) übergeführt. Diese letzte Umwandlung, die sogenannte Nitrifikation, ist nach WINOGRADSKY keine rein chemische Oxydation, sondern ein biochemischer, durch die „Salpeterbakterien“ vermittelter Vorgang. Bei diesem führen 1. die sogenannten Nitritbakterien den N des NH_3 in salpetrige Säure (HNO_2) und 2. die sogenannten Nitratbakterien die salpetrige in Salpetersäure über. Im Ackerboden kommen immer beiderlei Bakterien nebeneinander vor und darum enthält dieser keine salpetrige Säure, sondern nur das Endprodukt der Umwandlung, Salpetersärre.

[4]) VOGEL v. FALKENSTEIN, Internat. Mitteil. für Bodenkunde, III, 6, S. 494, 1913.

[5]) HELLRIEGEL, Untersuchungen über die Stickstoffnahrung der Gramineen und Leguminosen 1888.

sogenannte Melnikowit, eine aus dem kolloidalen Niederschlag von Eisensulfidhydrat entstandene Form des Schwefelkieses, die sich noch jetzt in Seichtmeeren und Binnenseen (Schwarzes Meer, Kaspisee usw.) bildet, ein Bakterienerzeugnis[1]).

In ähnlicher Weise entziehen die Eisenbakterien löslichen Eisenverbindungen ihr Eisen, um es als Oxyd bzw. Hydroxyd auszuscheiden[2]), und geben so Veranlassung zur Entstehung von Limonit- und Raseneisen, wie sich solche besonders in kälteren niederschlagsreichen Gebieten auf dem Grunde von Sümpfen und Mooren als kleine rundliche Konkretionen bilden.

Auf die Bedeutung, welche den Bakterien für die Reduktion der Eisenoxydverbindungen zukommt, ist schon früher (S. 363) hingewiesen worden.

Nach Ramann bevorzugen die Bakterien nährstoffreiche, gut durchlüftete, gekrümelte Böden, während in nährstoffärmeren, dicht gelagerten Böden Fadenpilze überwiegen. In Feuchtgebieten ist die große Masse der fraglichen Wesen an die obersten Bodenschichten, bis zur Tiefe von $^1/_2$ m gebunden, während sie in Trockengebieten viel tiefer hinabgehen — so in West-Nordamerika mehrere Meter tief[3]).

Daß die höheren Pflanzen durch ihre in die Tiefe eindringenden Wurzeln sehr wesentlich zur Auflockerung des Bodens beitragen, daß sie selbst die festesten Gesteine zu zersprengen vermögen, ist schon früher (S. 373) hervorgehoben worden. Dringen doch die Wurzeln des Strandhafers viele Meter, die der Buffalobeere (*Shepherdia argophylla*) sogar mehr als 10 m tief in den Lößboden von Iowa und Nebraska ein!

Alle Pflanzen wirken aber nicht nur mechanisch, sondern auch chemisch durch die von ihnen abgesonderten Säuren. Es ist schon früher (S. 373) erwähnt worden, daß nach den Untersuchungen von Senft u. a. selbst Silikate dem zersetzenden Einfluß der Pflanzensäuren nicht zu widerstehen vermögen.

Eine wichtige Rolle spielt für die Gesteinszersetzung auch die aus der Verwesung absterbender Pflanzenstoffe hervorgehende Kohlensäure. Die obersten Bodenschichten sind meist ganz durchsetzt mit Pflanzenmoder,

---

[1]) Bruno Doss, Zeitschr. f. prakt. Geol. 20, S. 453, 1912, und Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. 33, S. 662, 1912. Doss vermutet, daß auch zahlreiche ältere Kieslager, wie das vom Rammelsberg, von Meggen, Huelva usw. auf diese Weise gebildet worden sind.

[2]) Vgl. Alfr. Fischer, Vorlesungen über Bakterien, 2. Aufl., S. 137, 141, 1903. Eine der bekanntesten hierhergehörigen Formen ist der sogenannte Brunnenfaden, *Chrenothrix Kühniana*, die oft in ungeheurer Menge in Wasserleitungen auftretend, in ihren Zellen Eisenhydroxyd aufspeichert und als braune Flocken das Trinkwasser ungenießbar macht. Eine andere, nicht minder bekannte Eisenbakterie ist *Chlamydothrix* (*Leptothrix*) *ocracea*, die massenhaft in sumpfigen Wiesenwässern vorkommt und dort die bekannten dünnen fettglänzenden Eisenoxydhydrathäute an der Wasseroberfläche erzeugt. — E. C. Harder, Iron depositing bacteria. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. Nr. 113, Washington 1913.

[3]) Ramann, Bodenbildung und Bodeneinteilung, S. 35. Berlin 1918.



aus dem sich die allerverschiedensten Humusstoffe bilden. Bereits im Abschnitte über Bodenbildung (S. 392) ist ausgeführt worden, daß erst aus der Mischung solcher humoser Stoffe mit den Zersetzungsresten des unterliegenden Gesteins das hervorgeht, was man als Dammerde oder Ackerkrume bezeichnet, jene für das Wachstum der Pflanzen so wichtige oberste Bodenlage.

b) Zerstörungen durch Tiere.

Auch diese wirken vielfach zerstörend und verändernd auf die Erdoberfläche und die Gesteine ein.

So einmal viele marine Bohrmuscheln (Pholaden u. a.), Seeigel usw. durch die von ihnen in die Felswände der Küste gebohrten Löcher. So ferner zahlreiche in Erdlöchern wohnende grabende und wühlende Tiere, wie Mäuse, Ratten, Maulwürfe, Kaninchen, Präriehunde u. a. Indem

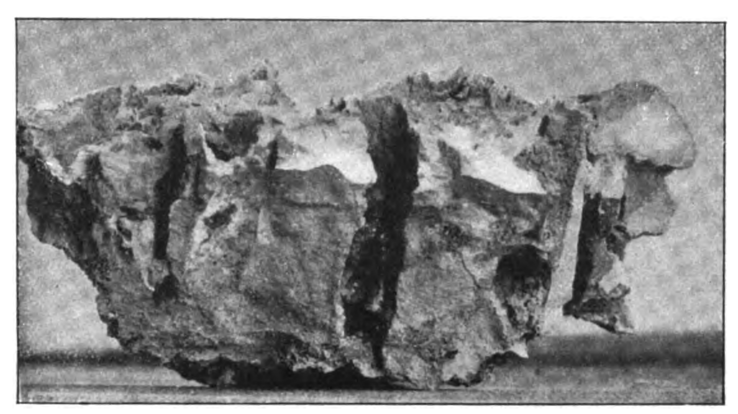


Fig. 514. Bohrlöcher in Wellenkalk. Winterscheid unweit Marburg.

sie den Boden durchlöchern, machen sie ihn für die Angriffe des Frostes, des Windes und der Verwitterung zugänglicher.

Auch in älteren Sedimentformationen sind von den Schichtoberflächen ausgehende Bohrlöcher nichts Seltenes. Sehr schön kann man sie unter anderem im marinen Alttertiär und der Oberkreide Nordwestfrankreichs beobachten. In Deutschland sind sie namentlich im Wellenkalk Hessens und Frankens[1]) häufig (Fig. 514 u. 515).

Bekannt sind die Untersuchungen von Ch. Darwin[2]) über die Bedeutung der Regenwürmer für die Aufschließung des Bodens und die Bildung der Ackerkrume. Sie lockern nicht bloß den Boden durch die von ihnen ausgehöhlten Gänge, sondern verschlucken auch große Mengen von

[1]) O. Reis, Geogn. Jahreshefte, 21. Jahrg., S. 136, 1910.

[2]) Darwin, The formation of vegetable mould through the action of worms. London 1881. Deutsche Übersetzung von Carus. Stuttgart 1882.

Erde, die sie nach Verdauung der darin enthaltenen organischen Bestandteile wieder ausstoßen.

In ähnlicher Weise wirken manche marine Würmer[1]), indem sie Sand an die Oberfläche schaffen.

Daß endlich auch durch Termiten[2]), Biber und noch andere Tiere nicht unerhebliche Veränderungen der Erdoberfläche hervorgerufen werden können,

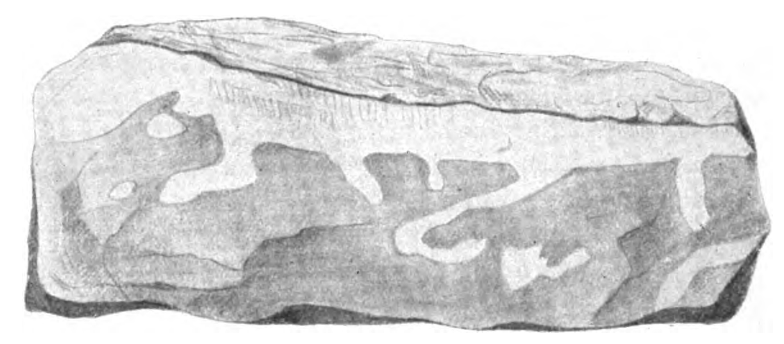


Fig. 515. Bohrlöcher in Wellenkalk. Maintal. (1/3 nat. Gr.) Urstück Geol. Mus. Marburg. (Die Bohrlöcher dringen von der oberen hellen Schicht in die untere dunklere Schicht ein.)



Fig. 516. Furchensteine aus dem Genfer See. (1/2 nat. Gr.) Urstücke im Geol. Mus. Marburg.

ist allgemein bekannt, ganz zu schweigen von den durch den Menschen[3]) bedingten Umwandlungen.

Eine eigentümliche Zerstörungserscheinung ist auf der Oberfläche von Kalkgeröllen vieler Landseen (Genfer, Boden-, Chiemsee, ostpreußische und skandinavische Seen) zu beobachten, die mit zahllosen tiefen hohlkehlen-

---

[1]) Z. B. die Pierwürmer nach Davison, Geol. Magaz. 1891, S. 489.

[2]) Branner, Bull. Geol. Soc. Amer. 21, S. 449, 1910—1911.

[3]) E. Fischer, Der Mensch als geologischer Faktor. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1915, S. 106. „Die Tätigkeit des Menschen ist eine ganz oberflächliche, vorwiegend abtragende. Er ist der jüngste geologische Faktor und wird mit seinen Erzeugnissen zum Leitfossil der gegenwärtigen Periode.“

förmigen, unregelmäßig mäandrisch verlaufenden Rillen bedeckt sind (Fig. 516). Die Entstehung dieser Furchensteine — einige deuten die Rillen als Bohrgänge von Insektenlarven, andere wollen sie gar auf inkrustierende Algen zurückführen — ist trotz der ihnen gewidmeten Arbeiten von F. COHN, FOREL u. a.[1]) noch ganz unklar.

K. ANDRÉE hat Furchensteine auch aus dem Lake Winnipegosis in der Provinz Manitoba (Kanada) beschrieben[2]).

2. Neubildende Wirkungen.

a) Neubildungen der Pflanzenwelt.

Weitaus der wichtigste durch pflanzliche Tätigkeit sich vollziehende geologische Vorgang ist die Abscheidung von festem Kohlenstoff aus dem Kohlensäuregehalt der Luft und die damit zusammenhängende

Bildung von Mineralkohle[3]).

Frei an der Luft liegende Pflanzenstoffe verwesen bekanntlich in der Weise, daß ihre hauptsächlich aus Holzfaser oder Zellulose (von der chemischen Zusammensetzung $C_m(OH)_n$) bestehende Körpermasse sich unter Mitwirkung von Bakterien, die O aus der Luft aufnehmen, in einfach zusammengesetzte Gase, besonders in Kohlensäure und Wasser auflöst. Bei diesem als Verwesung bezeichneten Vorgange werden feste kohlenstoffhaltige Stoffe nicht gebildet.

Anders verläuft die Zersetzung, wenn sie bei ungenügendem Luftzutritt oder völligem Luftabschluß, insbesondere unter einer Wasserdecke stattfindet. Auch in diesem Falle entstehen CO_2 und H_2O. Daneben aber bildet sich noch Sumpfgas oder Methan (CH_4); und da bei diesem Vorgange der Wasserstoff und Sauerstoff rascher ausgeschieden werden als der Kohlenstoff, so reichert sich mit fortschreitender Umwandlung der Rest immer mehr an Kohlenstoff an, bis schließlich fast nur solcher übrig ist.

---

[1]) COHN, Jahrb. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1893. — FOREL, Le Léman, III, S. 384, 1902. — Vgl. auch Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1897, Prot. S. 27 und ebendas. 1904, Briefl. Mitteil. S. 141.

[2]) ANDRÉE, Schriften d. Ges. z. Beförder. d. gesamt. Naturw. Marburg, Bd. 13, S. 428, 1914.

[3]) DANNENBERG, Geologie der Steinkohlenlager, I. Berlin 1909—1915. — POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle und der Kaustobiolithe (d. h. der brennbaren Gesteine organischer Herkunft) überhaupt. 5. Aufl. Berlin 1910. — DERSELBE, Kaustobiolithe. Geol. Rundsch. I, S. 327, 1910. — RAMANN, Bodenkunde. 3. Aufl., S. 135 ff., 1911. — JOHN STEVENSON, The formation of the coal beds. Proceed. Amer. Philos. Soc. vol. 1911—1913. Lancaster Pa. 1913. — J. CORNET, La formation des charbons et des pétroles. Mons 1913. — STUTZER, Die wichtigsten Lagerstätten der „Nichterze“. 2. Teil: Kohle. Berlin 1914.

Dies ist in kurzen Worten die chemische Umwandlung, die man als Verkohlung bezeichnet. Im Gegensatz zur Verwesung spielen dabei die Bakterien keine wesentliche Rolle. Die Umwandlung beginnt mit der Überführung der Zellulose in Torf und schließt mit der Bildung von Anthrazit bzw. von Graphit.

Daß der Gang der Verkohlung in der Tat der angegebene ist, ergibt die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Mineralkohlen:

	C	H	O
Holzfaser	50	6	44
Torf	55 60	6	39 34
Diluviale Schieferkohle	57 63	—	—
Braunkohlen des Tertiärs	66 70	5	29 25
Kännelkohle	75 80	6 5	—
Steinkohlen	80 90	6 4	14 6
Anthrazit	94 96	3	3 2
Graphit	100	—	—

Diese Zahlen gelten erst nach Abzug der Asche aus den Analysen. Der Aschengehalt wechselt sehr und beträgt z. B. bei der Steinkohle 0,25—20 v. H. Er rührt nicht nur von den ursprünglichen Pflanzenstoffen her, sondern auch von gleichzeitigen die Kohle verunreinigenden Niederschlägen.

Bei der wichtigsten unter den obengenannten Kohlenarten, der Steinkohle, unterscheidet man Gas-, Fett- und Magerkohle. Die Gaskohle führt diesen Namen, weil sie infolge ihres hohen Gehalts an flüchtigen, bei trockener Destillation entweichenden Bestandteilen[1]) (Kohlenwasserstoff) zur Leuchtgasherstellung am geeignetsten ist. Etwas ärmer, aber immer noch recht reich an bituminösen Stoffen ist auch die Fettkohle, daran arm aber die Magerkohle[2]).

Mit fortschreitender Verkohlung steigt das spezifische Gewicht. Es beträgt bei den Braunkohlen nur 1,2—1,4, bei den Steinkohlen schon 1,25—1,5, beim Anthrazit 1,5—1,7 und beim Graphit ungefähr 2.

Am unvollständigsten ist, wie obige Zusammenstellung zeigt, die Verkohlung bei der jüngsten, sich noch unter unseren Augen bildenden Kohle,

[1]) Der Gehalt an flüchtigen bituminösen Bestandteilen steigt mit dem Gehalt an Wasserstoff.

[2]) Diese (oft unrichtigerweise als Anthrazit bezeichnete) Kohle bildet das gewöhnliche Brennmaterial für Dauerbrandöfen. Sie entzündet sich schwer und brennt nur bei starkem Luftzuge weiter.

dem Torf. Von diesem aber führt eine allmähliche Stufenleiter bis zu dem Gliede, bei dem der Verkohlungsvorgang am weitesten fortgeschritten ist, dem Anthrazit bzw. Graphit. Daß indes auch bei den ältesten Kohlen der Umwandlungsvorgang noch nicht abgeschlossen ist, zeigt nicht nur die chemische Analyse, sondern auch die in allen Steinkohlen- und Anthrazitgruben ununterbrochen vor sich gehende Entwicklung von Kohlensäure und Grubengas (Methan, CH_4).

Die Entbindungen dieses Gases sind es, die die Entstehung der so gefährlichen schlagenden Wetter in den Steinkohlenbergwerken veranlassen. Da bei diesen Zersetzungsvorgängen große Wärmemengen frei werden, so kann dadurch, wie früher hervorgehoben, der Wert der geothermischen Tiefenstufe örtlich ganz erheblich herabgedrückt werden.

Der Grad der Verkohlung oder die chemische Beschaffenheit der Kohle hängt aber nicht allein von ihrem Alter ab; erhöhte Temperatur und Druck können den Umbildungsvorgang beschleunigen und dadurch die Länge der Zeit ersetzen.

Daraus erklärt sich z. B., daß da, wo (wie am Meißner unweit Kassel) Braunkohlenflöze von Basalt durchbrochen werden, sie in Berührung mit diesem in anthrazitähnliche Kohle umgewandelt sind. Ebenso sind die tertiären Laramiekohlen Colorados und Neumexikos im Eruptivkontakt vielfach verkokt und weisen zum Teil alle Übergänge von lignitischer bituminöser in halbanthrazitische, anthrazitische und graphitische Kohle auf. Ganz entsprechende Verkokungen von Steinkohle durch Melaphyr bzw. Porphyr sind von St. Ingbert (Saarbecken) und aus dem niederschlesischen Steinkohlengebiet bekannt.

Wie aber die Verkohlung durch Eruptivgesteine gefördert wird, so auch durch starke Störungen, Faltungen und Verwerfungen, welche die Kohlenflöze betroffen haben, und ebenso durch dynamometamorphe Vorgänge.

Ein oft genanntes Schulbeispiel dafür bietet das stark gefaltete und zerrissene pennsylvanische Steinkohlengebiet, welches durch seine ausgezeichneten Anthrazitlager berühmt ist, während die ursprünglich mit ihm zusammenhängenden appalachischen Kohlenfelder, die ihre ungestörte Lagerung bewahrt haben, nur bituminöse (wasser- und sauerstoffreiche) Kohle enthalten. Auf Rhode Island endlich haben dieselben Kohlen eine graphitische Beschaffenheit. Auch die in Anthrazit umgewandelten eozänen Kohlenflöze der Diablerets in der Westschweiz verdienen hier als sprechender Beweis für den Einfluß des Dislokationsmetamorphismus auf die Verkohlung erwähnt zu werden.

Umgekehrt haben manche zentralrussische unterkarbonische Steinkohlen (wie die von Rjäsan und Tula), die seit ihrer Ablagerung keinerlei stärkere Bedeckung und Dislokation erfahren haben, bis auf den heutigen Tag einen hohen, bis zu 45 v. H. betragenden Gehalt an destillierbaren Bestandteilen

(Kohlenwasserstoffen) bewahrt. Die Tulakohle ist zum Teil so bituminös, daß sie sich leicht mittels eines Streichholzes entzünden läßt und dann gleich einem Lichtchen längere Zeit weiterbrennt; ihre Pflanzenreste sind noch so gut erhalten wie sonst nur in Braunkohlenlagern.

Einen trefflichen Beweis dafür, wie sehr starker Druck bzw. Pressung die Kohlenbildung begünstigt, hat eine in den siebziger Jahren beim Bau der Eisenbahnbrücke bei Breisach gemachte Erfahrung geliefert. Die bei dieser Gelegenheit in dem Rheinbette eingerammten mächtigen Fichtenstämme erlitten, wo sie auf festen Untergrund (Tephrit) trafen, eine starke Stauchung. Das Holz wurde dadurch bis 0,5 m vom Unterende gefältelt, gebräunt bis geschwärzt und sein ursprüngliches spezifisches Gewicht von 0,5 auf mehr als 1 erhöht. Der Vorgang hatte sich durch etwa 2000 Rammschläge und in der Zeit von ungefähr $1^1/_4$ Stunden vollzogen. Das gebräunte Holz zeigt unter dem Mikroskop noch deutliche Struktur, verbrennt mit leuchtender Flamme, färbt Lauge stark braun, gibt viel Teer und brennbares Gas und hat ein spezifisches Gewicht von 1,33, ist also Braunkohle. Die schwarz gewordene undurchsichtige Kruste am untersten Ende der Stämme dagegen ist spröde, verbrennt sehr langsam und ohne leuchtende Flamme, hat 1,71 spezifisches Gewicht und zeigt keine Spur mehr von Holzstruktur: sie besteht aus Anthrazit mit etwa 90 v. H. C[1]).

Ähnliche Beobachtungen sind übrigens schon anderweitig gemacht worden. So bei Knappenberg in Kärnten, wo das Grubenholz eines Stollens durch Druck in kurzer Zeit in eine pechkohlenartige Masse umgewandelt wurde.

Das Studium der Mineralkohlenbildung hat auszugehen von den geologisch jüngsten Kohlen, dem **Torf**[2]).

Die Bildung des Torfes geht bekanntlich in Mooren, Sümpfen, flachen Seen, toten Flußarmen und anderen ähnlichen Ansammlungen stehenden Wassers vor sich und ist das Werk der sich auf solchen Wasserflächen ansiedelnden Sumpf-, Moor- und Torfpflanzen. Diese Pflanzen bilden bald

---

[1]) Vgl. Petzhold, Beiträge zur Kenntnis der Steinkohlenbildung. Leipzig 1882. Die Belegstücke liegen im Geologischen Museum in Freiburg i. B. Herr G. Steinmann hat diese Angaben nachgeprüft und durchaus richtig befunden.

[2]) Senft, Die Humus-, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen. Leipzig 1862. — Fischer-Benzon, Die Moore von Schleswig-Holstein. Abh. d. Naturw. Ver. Hamburg. 1891. — E. Ramann, Organogene Ablagerung der Jetztzeit. Neues Jahrb. f. Min. 1895, Beil.-Bd. X, S. 119. — Derselbe, Bodenkunde, 1911, 3. Aufl., S. 178 ff. — Früh und C. Schröter, Moore der Schweiz, 1904. — C. A. Weber, Aufbau und Vegetation der Moore Norddeutschlands. Englers Botan. Jahrb. XL, 1907. — Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl., S. 350 ff., 1909. — Potonié, Entstehung der Steinkohle. Berlin 1910. — Derselbe, Die rezenten Kaustobiolithe. Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1908—1912.

eine filzartige Decke, die sich allmählich vom Ufer des Moores immer weiter gegen dessen Mitte vorschiebt (Fig. 517). In dem Maße aber, als die Pflanzendecke nach oben fortwächst, stirbt sie unten ab, so daß die Zellulose hier bei niederer Temperatur und Sauerstoffmangel allmählich in Torf übergeht, d. h. eine braune bis schwärzliche kohlige Masse, die unter Beibehaltung ihrer pflanzlichen Struktur nach unten zu allmählich eine dichte amorphe Beschaffenheit annimmt. Man bezeichnet diese verschiedenen Umwandlungsstadien als Rasen-, Moor- und Pechtorf.

Nach dem Mitgeteilten ist sehr begreiflich, daß Vermoorung und Torfbildung besonders in kälteren Klimaten zu Hause sind. Beide nehmen im allgemeinen nach den Polen zu ab, während die Tropen trotz ihres reichen

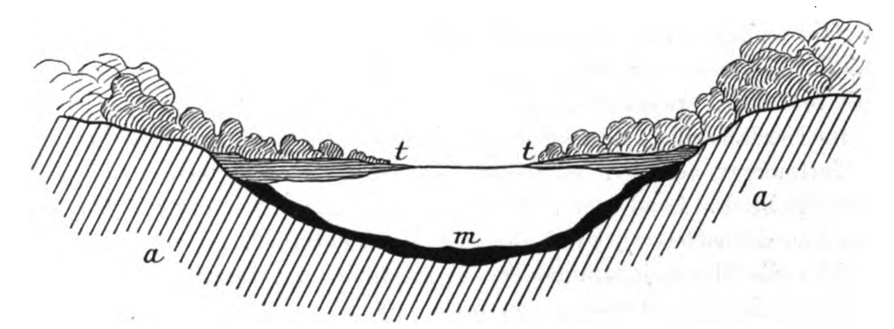


Fig. 517. Allmähliche Überwachsung eines Sumpfes von den Rändern aus durch eine Moordecke.
a Unterlage des Sumpfes. *m* mulmige Bodenschicht. *t* Moor.

Pflanzenlebens zur Entstehung größerer Moore und Torflager weniger geeignet sind, weil die sich anhäufenden Pflanzenreste sich dort infolge der hohen Lufttemperaturen zu schnell zersetzen. Indes fehlen auch der warmen Zone Torfmoore keineswegs. Ein Beweis dafür sind einmal die ausgedehnten, am Unterlaufe des Mississippi und an der atlantischen Küste von Florida, Karolina und Virginia liegenden Moore, die sogenannten Swamps: ungeheure, von zahllosen Kanälen durchzogene Sumpfgebiete. Der Great Dismal Swamp von Virginia und Karolina besteht bis zu 8 m Tiefe aus einer schwarzen modrigen pflanzlichen Masse, in der, soweit sie nicht mit Wasser bedeckt ist, Sumpfzypressen (*Taxodium distichum*), Magnolien, Ahorn, *Juniperus* usw. gedeihen, während an anderen Stellen *Sphagnum*-Ansammlungen und Schilfdickichte verbreitet sind[1]). Auch auf Bermuda (32. Grad n. Br.) kommen Moore von mindestens 15 m Mächtigkeit vor.

In den eigentlichen Tropen sind Moore seltener. Immerhin kennt man sie jetzt schon von Sumatra, Java, Borneo, Zeylon, Neuguinea, Deutsch-

[1]) Vgl. N. Shaler, The Dismal Swamps. 10. Ann. Rep. U. St. Geol. Surv. I, S. 255, 1889.

Ostafrika und anderen Gebieten. So hat ein im O von Sumatra entdecktes Sumpfflachmoor eine Breite von nicht weniger als 12 km und eine Torfmächtigkeit bis zu 9 m[1]). Die neuerdings im Küstengebiete Deutsch-Ostafrikas nachgewiesenen Moore liegen in geringer Meereshöhe, meist unter 100 m, sind zum großen Teil dicht bewaldet (mit *Barringtonia* und anderen Sumpfwaldbäumen, Farnen usw.) und werden einige Meter mächtig. Der Tropentorf scheint durch einen höheren Kieselsäuregehalt seiner Asche und einen geringeren Kalkgehalt von dem unserer Gegenden abzuweichen[2]).

Auch aus dem Amazonasgebiete und dem Inneren von Afrika sind in neuerer Zeit Moore bekannt geworden — so ausgedehnte, von *Eriospora pilosa* gebildete Torflager zwischen dem Golf von Guinea und den Nigerquellen. Daß überhaupt in tropischen Waldgebieten die Moorbildung eine weite Verbreitung haben muß, geht schon daraus hervor, daß die aus solchen Gebieten kommenden Flüsse sehr häufig Schwarzwasser führen, d. h. durch bituminöse Bestandteile gefärbt sind, wie das Wasser unserer Moore.

In Nordamerika, Nordasien und Nordeuropa sind gewaltige Flächen mit Torfmooren bedeckt. In Irland nehmen sie nach LYELL etwa $^1/_{10}$ der Gesamtfläche des Landes ein. In Deutschland haben wir etwa 25 000 qkm Moor, von denen fast $^4/_5$ auf Norddeutschland entfallen. Am verbreitetsten sind hier die Moore in Hannover, besonders in den Bezirken Aurich und Stade, wo sie einen Umfang von über 1400 qkm und Mächtigkeiten von 10—12 m erreichen. Nächstdem besitzt die Bayerische Hochebene die umfangreichsten Moore, während die der Eifel, des Harzes, der Rhön, des Schwarzwaldes und anderer deutscher Gebirge viel unbedeutender sind.

Man unterscheidet zwei Hauptformen von Mooren, die Flach- und Hochmoore und daneben als Mittelform oft noch die Zwischen- oder Übergangsmoore. Sowohl Flach- wie Hochmoore können auf allen Arten von Böden entstehen; indes bilden sich weit ausgedehnte Moore vorzugsweise auf kieselsäurereichen Gesteinen — daher besonders in Granitgebieten — die einen schweren kalten undurchlässigen Boden liefern, während es auf kieselsäurearmen Gesteinen, die einen leichten lockeren Boden liefern, nur örtlich zur Moorbildung kommt.

Die Flach- (Nieder-, Niederungs- oder Grünland-) Moore bilden sich besonders in beckenförmigen Vertiefungen und Talfurchen, wo sie aus ehemaligen Sümpfen, Teichen und Seen hervorgehen. Ihre Flora besteht besonders aus Riedgräsern (*Carex panicea* u. a.), Schilfrohr (*Phragmites communis*), Wollgras (*Eriophorum*), Binsen (*Juncus*), Typhaceen und anderen Sumpfpflanzen, zu denen noch Moose (*Hypnum*, *Mnium*) und vereinzelt stehende Bäume (Erlen, Weiden, Birken u. a.) hinzukommen. Diese Moore verlangen

[1]) POTONIÉ, Entstehung der Steinkohle, 1910.

[2]) JANENSCH, Über Torfmoore in Deutsch-Ostafrika. Sonderabdr. aus Arch. f. Biontologie III. Berlin 1914.

ein von Grundwasser gespeistes, nährstoffreiches, namentlich auch Kalk enthaltendes Wasser. Ihr Torf besitzt meist einen hohen (bis 50 v. H. betragenden) Aschengehalt, der zum großen Teil von mechanisch beigemengten Sedimenten herstammt, und ist daher zum Brennen wenig geeignet. Phosphorsäurehaltige Konkretionen von Raseneisen und Eisenocker, Schwefelkies usw. sind in den Niederungsmooren häufig.

Die Hochmoore verdanken ihren Namen nicht etwa einer bedeutenden Höhenlage, sondern ihrer flach kuppelförmigen, uhrglasartig über ihre Umgebung aufsteigenden Oberfläche. Sie sind viel verbreiteter als die Flachmoore, bilden sich aber nur in weichem kalkarmem Wasser und niederschlagsreichem Klima, wie es in der Nähe der Küste und im Gebirge herrscht. In Deutschland finden sie sich besonders im ganzen NW, aber auch in den Küstengebieten Pommerns und Ostpreußens; ferner am Brocken, in der Rhön, am Hohen Venn südlich Aachen usw. Ihre Flora besteht hauptsächlich aus zwei Heidearten: *Erica tetralix* und *Calluna vulgaris*, während an anderen Stellen Gräser (*Eriophorum* usw.), besonders aber Torfmoos (*Sphagnum*) vorherrschen. Der Torf der Hochmoore hat einen weit geringeren, oft nur wenige Hundertstel betragenden Aschengehalt. Im Unterschied zu den Flachmooren, die in jedem Klima entstehen können, sind die Hochmoore auf die kühleren Teile der gemäßigten und die kalte Zone beschränkt.

Wächst ein Flachmoor durch fortschreitende Torfbildung über den Grundwasserspiegel hinaus, so muß die allmähliche Austrocknung seiner Oberfläche ein Absterben der bis dahin herrschenden Moorflora zur Folge haben. Es siedeln sich zuerst Erlen, dann Birken, Kiefern und andere Waldbäume an und es entsteht ein Zwischenmoor. Dann aber tritt infolge der Undurchlässigkeit des Torfbodens oft eine neue Versumpfung ein: es stellen sich Sphagnaceen und andere Moose ein, die allmählich einen geschlossenen Teppich bilden, der immer weiter um sich greift und sogar in den benachbarten Wald eindringen und ihn vernichten kann. So kommt es, daß viele Flachmoore örtlich von einem Hochmoor überlagert werden. Dazu kommt es aber immer erst, nachdem die Torfmoose dem Niedermoore alle Nährstoffe entzogen haben.

Die Wachstumsgeschwindigkeit der Moore ist je nach dem Klima und anderen Umständen sehr verschieden. Für Hochmoore nimmt Ramann 1 cm im Jahre als reichlichen Durchschnitt an.

Da, wie schon erwähnt, die Hochmoore sich in der Mitte oft um 5 m und mehr über ihre Ränder erheben und an diesen steil abfallen und da die Aufnahmefähigkeit des Moors für Wasser ungemein groß ist, so sind damit alle Bedingungen für die Entstehung der sogenannten Moorausbrüche gegeben. Sie sind in manchen Gebieten, wie besonders in Irland, etwas ganz Gewöhnliches. Die Ausbruchstelle liegt immer am Unterende des Moors,

wo dieses häufig eine natürliche Entwässerung hat. Nach anhaltenden Regengüssen erfolgt hier ein erdschlipfartiges Abreißen der wasserdurchtränkten breiartigen Moormasse, die sich dann oft als ein mehrere Kilometer langer, meterdicker Schlammstrom abwärts wälzt und große Verheerungen anrichten kann. Oft gibt auch ein unvorsichtiges künstliches Anschneiden des Moors Veranlassung zu einem Ausbruche[1]).

Oben ist bereits hervorgehoben worden, daß die Moordecke von den Rändern nach der Mitte des Wasserbeckens fortschreitet und dieses zuletzt gänzlich überzieht (Fig. 517). Dabei wird in der Regel das unter der Pflanzendecke befindliche Wasser durch die fortschreitende Torfbildung immer mehr verdrängt, bis schließlich das ganze Becken mit Torf ausgefüllt ist. Mitunter aber bleibt die Ausfüllung unvollständig, so daß unter dem oberflächlichen Pflanzenteppich eine unterirdische Wasseransammlung, ein sogenanntes W a s s e r k i s s e n zurückbleibt (Fig. 518). Die nachgiebige Decke dieses



Fig. 518. Durchschnitt durch das Gr. Moosbruch in Ostpreußen, bestehend aus Hoch-, Zwischen- und Flachmoor mit eingeschlossenem Wasserkissen. Nach A. Klautzsch[2]). Länge zu Höhe = 1 : 50.

Kissens kann durch aufgewehten Staub, Sedimentsabsätze, eine neue Vegetation usw. mit der Zeit eine ansehnliche Dicke erlangen. Wird schließlich die Belastung so groß, daß die Torfdecke örtlich reißt, oder wird diese durch ein Bohrloch durchstoßen, so werden die unter starkem Druck stehenden Wässer des Kissens mit großer Gewalt emporsteigen und unter Umständen erhebliche Verheerungen anrichten können.

In der Tat hat Ochsenius das vielbesprochene Unglück von Schneidemühl im Posenschen, wo 1893 infolge einer artesischen Bohrung ein Teil der Stadt durch die gewaltigen aus dem Bohrloch hervorbrechenden Wassermassen überschwemmt wurde und dann eine Senkung erlitt, ebenso auf ein unterirdisches Wasserkissen zurückführen wollen, wie den Einsturz des Glockenturmes von S. Marco in Venedig im Sommer 1902[3]). Auch die in Norddeutschland nicht seltenen Fälle, daß durch alte Sumpfgebiete hinziehende Straßen- und Eisenbahndämme trotz aller Nachschüttungen immer wieder

---

[1]) J. Früh. Über Moorausbrüche. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, XLII, S. 202, 1897.

[2]) Klautzsch, Geologische Verhältnisse des Großen Moosbruches. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt für 1906, S. 230.

[3]) Ochsenius, Zeitschr. f. prakt. Geol. 1899, S. 420. Vgl. auch Derselbe, Naturwissenschaftliche Zeitschr. „Helios“ Bd. XX, 1903.

versanken, während ihre Umgebung aufgepreßt wurde — so an der Berliner Nordbahn im Jahre 1893 — finden eine ähnliche Erklärung.

Wie schon gesagt, stellen die meisten Torfmoore ganz junge, der Alluvialzeit angehörige Bildungen dar. Immerhin gibt es manche, deren Alter nach ihren organischen Resten bis in die Diluvialzeit zurückreichen muß. So besonders das berühmte Forest bed von Cromer in Norfolk (mit *Eleph. antiquus* usw.) und die sogenannte Schieferkohle von Dürnten in der Schweiz.

Für die vordiluvialen Kohlen läßt sich auf Grund unserer heutigen Kenntnisse aussprechen, daß die große Masse sowohl der tertiären **Braunkohlen** als auch der noch älteren **Steinkohlen** nichts als alte Moorbildungen, und zwar mit den Eigenschaften der Flachmoore, darstellt.

Es hat lange gedauert, bis diese Anschauung sich durchgesetzt hat. Zwar nahm schon ALEX. BRONGNIART, der Vater der fossilen Pflanzenkunde an, daß die Steinkohlen aus an Ort und Stelle gewachsenen Pflanzen entstanden seien. Auch GÖPPERT und andere ausgezeichnete Kenner der Steinkohle und ihrer Flora huldigten der gleichen Anschauung: sie nahmen eine bodeneigene oder autochthone Entstehung der Kohle an. Als man aber später die ungeheuren Treibholzansammlungen kennen lernte, die sich alljährlich im Unterlaufe des Mississippi bilden — Pflanzenansammlungen, die alle Bedingungen zur Entstehung mächtiger und ausgedehnter Kohlenlager in sich zu vereinigen schienen —, gab man die Vorstellung von der autochthonen Kohlenbildung zugunsten einer bodenfremden oder allochthonen, d. h. einer Entstehung aus zusammengeschwemmten Pflanzenmassen auf. Man nahm dabei an, daß die pflanzlichen Stoffe teils im Meere in der Nähe der Küste, teils in Süßwasserbecken abgelagert worden seien — Unterschiede, die man mit den Ausdrücken paralisch und limnisch (FRIEDR. NAUMANN) bezeichnete[1]). Auf alle Fälle aber sollte der oft hundertfältige Wechsel von Kohlenflözen und Schichten von Schieferton, Sandstein oder Konglomeraten aus einem Wechsel von pflanzlichen Zusammenschwemmungen und Überschwemmungen zu erklären sein. Jene sollten jedesmal eine Kohlenschicht, diese ein Konglomerat-, Sandstein- oder Tonlager erzeugt haben.

Diese Anschauungen haben sich lange des Beifalls aller europäischen Geologen erfreut und haben noch heute ihre Anhänger. Erst als GÜMBEL

[1]) Man verdeutscht diese Bezeichnungen passend mit „meeresnah" (paralisch) und „meeresfern" (limnisch). — Die Frage der Allo- und Autochthonie wird ausführlich behandelt in der Schrift von A. DANNENBERG, Die Kohlenbildung als geologisches Problem. Sonderabdruck aus Fortschritte d. naturw. Forsch. herausgeg. von E. ABDERHALDEN, 1914, Bd. X, Heft 4.



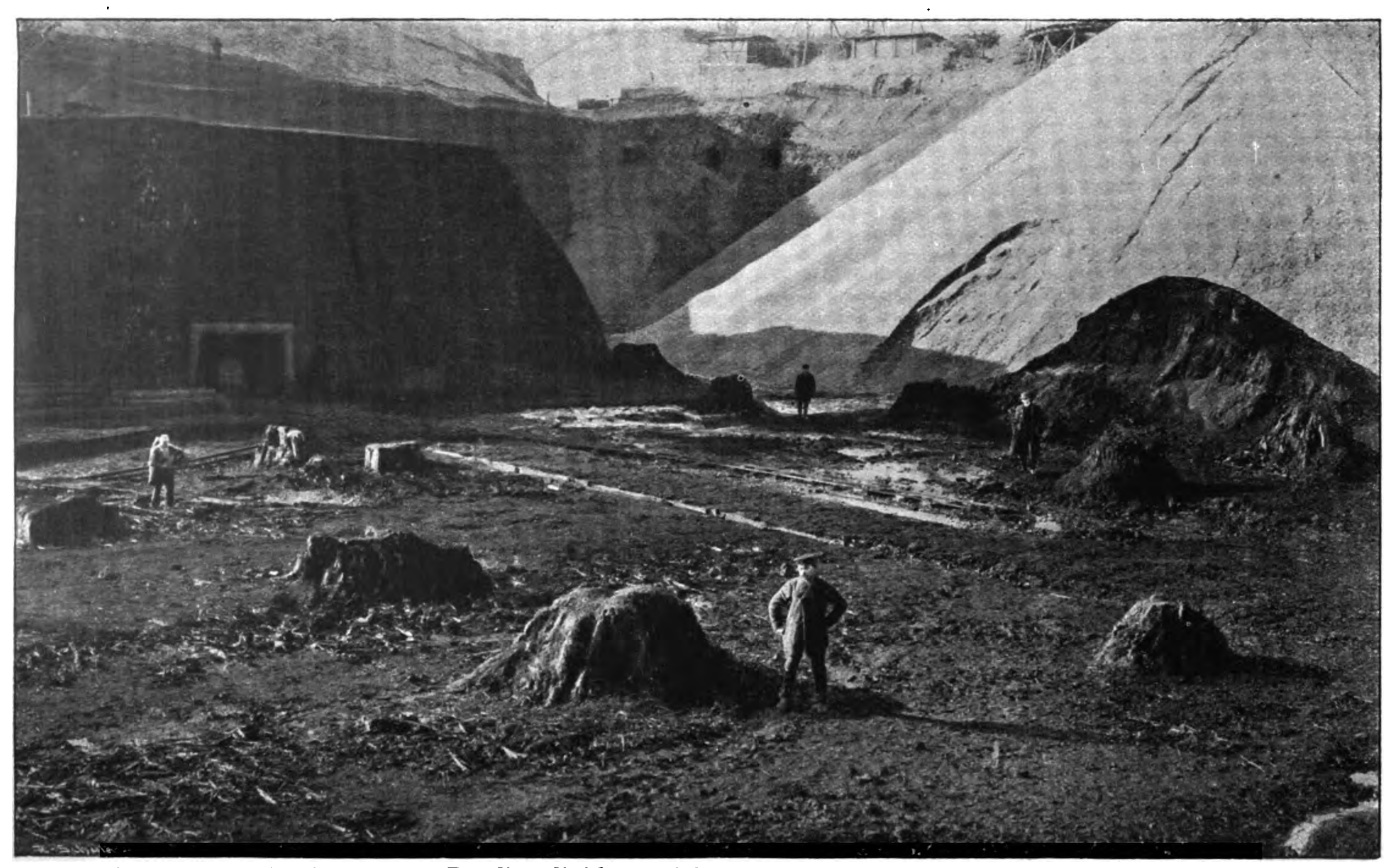


Fig. 519. Aufrechte Stümpfe von *Taxodium distichum* auf der Sohle des Tagebaues der Braunkohlengrube Viktoria bei Senftenberg in der Niederlausitz. Nach Photographie.

in einer bedeutsamen Abhandlung[1]) gewichtige Gründe für die Autochthonie beibrachte, waren die Wege zur Rückkehr zu BRONGNIARTS Ansicht geebnet.

Was der Schwemmtheorie besondere Schwierigkeiten bereitet, ist die außerordentliche, oft viele hundert Quadratkilometer betragende Ausdehnung mancher Steinkohlenflöze und noch mehr ihre auf große Entfernung nahezu unverändert bleibende Mächtigkeit und ihre Freiheit von verunreinigenden erdigen Beimengungen. Alles das spricht gewiß viel mehr für Autochthonie. Auch die Tatsache, daß die Kohlenflöze oft einen ganz an Schichtung erinnernden lagenweisen Wechsel verschiedener Kohlenarten zeigen, kann nicht mehr

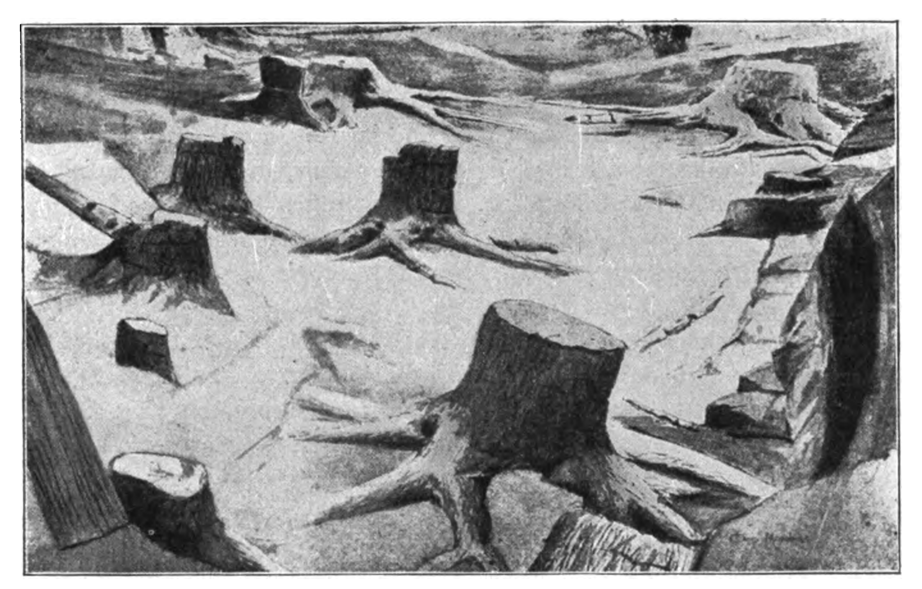


Fig. 520. Aufgedeckter Waldmoorboden mit Stümpfen von Lepidophyten. Viktoriapark bei Whiteinch bei Glasgow[2]).

zugunsten der Allochthonie verwertet werden, seit man die gleiche Erscheinung an manchen heutigen Torfmooren kennen gelernt hat. Etwas Ähnliches gilt auch für die in vielen Steinkohlengebieten vorkommenden Meeresversteinerungen. Sie sind stets auf ganz bestimmte, wenig mächtige Lagen beschränkt, die offenbar das Ergebnis rasch vorübergehender Meereseinbrüche darstellen, während die ganze übrige, oft außerordentlich mächtige Schichtenfolge zwar massenhafte Reste von Landpflanzen sowie von luftatmenden Tieren (Insekten, Tausendfüßer u. a.) und von Süß- und Brack-

[1]) GÜMBEL, Beiträge zur Kenntnis der Texturverhältnisse der Mineralkohlen. Sitzungsber. d. Bayr. Akad. 1883.

[2]) POTONIÉ, Die Entstehung der Steinkohle usw., 1910.

wassermollusken, aber keine marine Fossilien enthält und daher unmöglich im Meere entstanden sein kann.

Sehr zugunsten der Autochthonie sprechen ferner die senkrecht zur Schichtfläche stehenden Baumstümpfe, wie sie aus vielen Kohlenrevieren bekannt sind. Ein Beweis, daß diese aufrechten Stämme in der Tat an Ort und Stelle gewachsen sind, liegt darin, daß sie vielfach mit ihrem Wurzelwerk noch in der sandigen oder tonigen Unterlage des Flözes, offenbar ihrem alten Mutterboden, verankert sind.

Besonders zahlreich und zum Teil ausgezeichnet erhalten sind solche Baumstrünke in einem miozänen Braunkohlenlager von Senftenberg in der Niederlausitz (Fig. 519). Sie treten dort besonders an der Unterlage des Kohlenflözes auf und gehören zum großen Teil demselben *Taxodium distichum* an, das auch in den obengenannten virginischen Waldmooren eine Hauptrolle spielt. Alle Bäume sind in bemerkenswerter Weise in derselben Höhe abgebrochen[1]) und im Innern mit einer besonderen harzreichen (sogenannten Schwel-) Kohle ausgefüllt, die wahrscheinlich aus altem Baumharz hervorgegangen ist. In ihrer massenhaften Anhäufung über den im Untergrunde des Senftenberger Flözes haftenden Wurzelstöcken bilden diese alten Baumstümpfe einen schlagenden Beweis für die Autochthonie oder Bodenständigkeit des Flözes.

Auch in manchen mesozoischen Ablagerungen, wie z. B. in den sogenannten Dirt beds des englischen Purbeck sind ähnliche aufrechte Stämme und alte Waldböden beobachtet worden. Besonders bekannt aber sind die aufrechtstehenden Lepidophyten (Sigillarien und Lepidodendren) im Steinkohlengebirge der Gegend von Osnabrück, Englands (Fig. 520) usw.

---

[1]) Nach POTONIÉ, dem wir diese Mitteilungen entlehnen (vgl. dessen Aufsatz im Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1895, S. 18), entspricht diese Höhe dem ehemaligen Wasserspiegel, oberhalb dessen die abgestorbenen Bäume rasch zerstört wurden, während sie darunter erhalten blieben.

Nach dem Berginspektor TH. TEUMER (Bildung der Braunkohlenflöze im Senftenberger Revier, siehe Abdruck aus „Braunkohle“ 1920, Nr. 44; Verlag W. Knapp, Halle a. d. S.), der die Aufschlüsse bei Senftenberg jahrelang genau verfolgt hat, würden die geschilderten Verhältnisse sich daraus erklären, daß das mit riesigen Taxodien und Sequoien bestandene miozäne Sumpfmoor eine plötzliche Senkung erlitt, die es in einen ausgedehnten Flachsee verwandelte. Die Bäume faulten dadurch in der Höhe des Wasserspiegels ab und die niedersinkenden Stämme häuften sich in wirrem Durcheinander über den im Boden haften gebliebenen Wurzelstöcken an. So entstanden die sogenannten Stubbenhorizonte (Stubben = große Baumstümpfe), die im Senftenberger Oberflöz 2 m mächtig werden.

Zur Bildung größerer Anhäufungen der gewöhnlichen, erdig-stückigen Braunkohle dagegen ist nach TEUMER eine lang anhaltende langsame (säkuläre) Senkung erforderlich, bei der der Pflanzenwuchs des Sumpfmoores mit der Senkung Schritt hält, ständig unter Wasser und dadurch vor Verwesung und Vermoderung geschützt bleibt. Nur unter solchen Umständen können Lager von erdiger, holzfreier Braunkohle von der Mächtigkeit wie am Niederrhein entstehen.

Wichtig ist auch das ganz gewöhnliche Vorkommen von Stigmarienschiefer an der Unterlage der Steinkohlenflöze[1]). Da die Stigmarien aber nur rhizomartige unterirdische Organe von Lepidophyten darstellen, so geben sich damit die Stigmarienschiefer als ehemalige Unterlage des Steinkohlenmoores, als der wurzeldurchzogene humose Mutterboden der Bäume zu erkennen.

Sehr ins Gewicht fällt zugunsten der Autochthonie endlich noch die fast immer divergent-radiale Anordnung der Anhänge oder Appendices der Stigmarien, d. h. der häutigen sackförmigen, ihnen ansitzenden Organe. Nach dem Urteil der Phytopaläontologen[2]) würde jene Anordnung mit der Vorstellung eines Vorkommens der Stigmarien auf sekundärer Lagerstätte ganz unvereinbar sein, weil diese zarten Organe, einmal aus dem Mutterboden herausgehoben, unfehlbar niedergesunken wären und durch nichts mehr in ihre ursprüngliche, senkrecht vom Stigmarienstamm abstehende Lage hätten zurückgebracht werden können.

Aus allem Vorstehenden ergibt sich, daß weit ausgedehnte Stein- und Braunkohlenlager fast immer aus einer örtlichen Vegetation hervorgegangen, also autochthoner Entstehung sind. Diese Theorie läßt die Bildung von fast beliebig dicken, von fremden Beimengungen so gut wie freien Kohlenlagern zu. Nach ihr wäre die große Masse der älteren Mineralkohlen in weiten Niederungen und flachen Becken am Rande der allmählich aus dem Meere hervortauchenden karbonischen Kontinente entstanden. Diese Lagunen und Sümpfe boten bei dem feuchtwarmen Klima der Karbonperiode besonders günstige Bedingungen zur Entwicklung einer üppigen Sumpfvegetation und damit auch zur Bildung ausgedehnter und mächtiger Kohlenlager.

Die ganze Beschaffenheit der karbonischen Flora, die nach POTONIÉ durchaus das Gepräge einer tropischen Moorflora besitzt, spricht zugunsten dieser Anschauung. Die Stein- und auch die Braunkohlensümpfe stellen nach dem genannten Forscher fossile Flachmoore dar, die am meisten nicht sowohl an die großen Swamps Nordamerikas als vielmehr an die Waldmoore Sumatras und anderer Tropengegenden erinnern[3]). Da diese Sümpfe zum großen Teil in der Nähe der Küste lagen, so ist es sehr begreiflich, daß zeitweilig Einbrüche des Meeres und damit eine vorübergehende Bedeckung des Waldmoores mit marinen Sedimenten und Kon-

[1]) Ein bei Kattowitz in Oberschlesien niedergebrachtes Bohrloch hat 27mal Stigmarienschiefer im unmittelbaren Liegenden der Flöze angetroffen (POTONIÉ, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. für 1895, S. 7), und KRUSCH berichtet, daß im Münsterländer Becken unter jedem Steinkohlenflöz mit großer Regelmäßigkeit ein Stigmarienhorizont auftritt (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1909, S. 277).

[2]) Vgl. POTONIÉ, Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie, S. 335, 1899.

[3]) POTONIÉ, Die Entstehung der Steinkohle, S. 161, 1910.

chylien eintreten konnten. Daraus erklären sich die im flözführenden Gebirge Englands, Westfalens, Oberschlesiens und anderer Gegenden nicht seltenen Einschaltungen von Schichten mit marinen Fossilien inmitten einer mächtigen, von Meerestieren freien limnischen Schichtenfolge.

Als Anzeichen für Autochthonie dürfen gelten: 1. große Verbreitung und Mächtigkeit, 2. die Reinheit der Kohle, 3. das Vorkommen aufrechter, im Untergrunde der Flöze wurzelnder Stämme, bzw. von Stigmarienschiefer, 4. die Güte der Erhaltung der feineren, wenig widerstandsfähigen Pflanzenteile, besonders der Farnwedel.

Umgekehrt wird die Allochthonie eines Kohlenlagers zu erkennen sein: 1. an einer rasch wechselnden, unter Umständen örtlich sehr anschwellenden Mächtigkeit der Flöze bei beschränkter horizontaler Ausdehnung; 2. an deren verhältnismäßiger Unreinheit; 3. dem Fehlen aufrechter Stämme und, wo es sich um karbone Vorkommen handelt, dem Mangel oder der Seltenheit von Stigmarien; und endlich 4. an der schlechteren Erhaltung der Pflanzen, von denen meist nur Stamm- und Astreste übriggeblieben sind, während die zarteren Teile zu „Häcksel" zerrieben wurden.

Mit Sicherheit als allochthon zu betrachtende Kohlenlager sind nicht sehr häufig. Nach Grand'Eury würde hierher ein Teil der jungkarbonen bzw. altpermischen Steinkohlenvorkommen Südfrankreichs gehören. Bei uns ist die durch boghead-artige Beschaffenheit (hohen Wasserstoffgehalt) ausgezeichnete Kohle mit *Haliserites* im Unterdevon von Neunkirchen in der Eifel als eine aus der Anhäufung mariner Algen hervorgegangene Bildung angesprochen worden. Ebenso gelten als allochthon die Steinkohlenlager von Stockheim und Löbejün, sowie die des erzgebirgischen Beckens, insbesondere von Lugau-Ölsnitz[1]).

Auch in der Molasse der Schweiz kommen neben typischen autochthonen Kohlenflözen (Käpfnach am Züricher See usw.) auch zweifellose allochthone vor. So in der Meeresmolasse von St. Gallen und in den Nagelfluhen des Hohen Rohnen (A. Heim).

Gegenwärtig veranschaulichen uns die gewaltigen, als „rafts" bekannten Treibholzanhäufungen des Mississippi, die ungeheuren, von den 70° steilen bewaldeten Abhängen in die neuseeländischen Fjorde abstürzenden Urwaldmassen (A. Heim), ferner die großen Treibholzansammlungen an den Küsten von Nowaja Semlja (meist sibirische Lärchen), Grönland und Irland, wie die allochthone Torfbildung vor sich gegangen sein könnte. Die allochthone Kohlenbildung darf daher nicht gänzlich verworfen werden, wenn auch $^9/_{10}$ und mehr von den Kohlenflözen aller Formationen autochthon sind.

[1]) Vgl. Brandes, Varistische Züge im geologischen Bau Mitteldeutschlands. Neues Jahrb. f. Min. Bd. 43, 1919.



Eine weitere wichtige Tätigkeit gewisser Pflanzen besteht in der **Absonderung von Kalk** oder in der Beförderung dieses Vorganges.

Zu den wichtigsten Kalkbildnern des Pflanzenreichs gehören die Kalkalgen, die dem Meerwasser beständig Kalk entziehen, mit dem sie ihre Oberfläche überkleiden. Von besonderer Wichtigkeit sind unter ihnen die knollen-, rasen- oder baumförmigen Lithothamnien, die sich an allen flachen Küsten bis zu 50 m Tiefe finden und mitunter, wie auf den untermeerischen Plateaus im Golf von Neapel, den sogenannten Secchen, zusammen mit Bryozoen und Korallen beträchtliche Anhäufungen von geradezu riffartiger Beschaffenheit bilden[1]). Sie enthalten 54 v. H. Kalk, 5,5 kohlensaures Magnesium und etwas phosphorsaures Aluminium, Eisen und Mangan. Nach JOH. WALTHER ist die organische Struktur in den obersten Teilen dieser

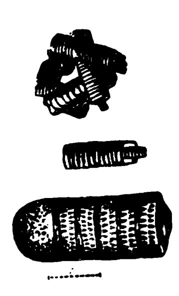


Fig. 521.
Diplopora annulata SCHAFH., Kalkalge aus der oberen alpinen Trias.

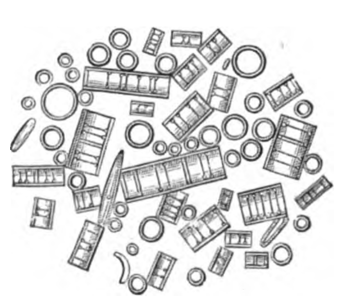


Fig. 522.
Polierschiefer von Bilin. (Vergrößert.)

Anhäufungen noch deutlich erkennbar, verliert sich aber nach der Tiefe zu bald. Dies ist eine Folge der allmählichen Umbildung des Gesteins durch die Kohlensäure, die aus der Zersetzung der organischen Substanz der Lithothamnien hervorgeht.

Kalkalgen haben schon vom Paläozoikum an eine große Rolle als Kalkbildner gespielt. So im Untersilur des Baltikums, von Schottland und Kanada *Solenopora*, *Rhabdoporella* u. a., im Obersilur Englands und Schwedens *Girvanella*, *Sphaerocodium* u. a.[2]).

Auch die kleinen kugeligen oder scheibenförmigen, als Kokkolithen bekannten Körper der Tiefsee — insbesondere des Globigerinenschlammes —, die sich in ähnlicher Form auch in der Schreibkreide wiederfinden, stellen

[1]) WALTHER, Die gesteinsbildenden Kalkalgen des Golfs von Neapel. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1885. — J. FRÜH, Gesteinsbildende Algen der Schweizer Alpen. Abh. Schweizer Paläont. Ges. XVII, 1890.

[2]) Vgl. E. STOLLEY, Über silurische Siphoneen. Neues Jahrb. f. Min. 1893, II, S. 135, und GARWOOD, Geol. Mag. 1913, S. 440, 545, 553, woselbst die Haupthorizonte der paläozoischen und mesozoischen Kalkalgen zusammengestellt sind.

nur kalkige Abscheidungen von Kalkalgen dar[1]). Aber auch manche tertiäre Kalksteine, wie besonders der Leithakalk und Nulliporenkalk des Wiener Beckens sowie der jungkretazische Faxekalk, bestehen zum großen Teil aus Resten von Lithothamnien. In ähnlicher Weise spielen andere Kalkalgen, die Gyroporellen und Diploporen (Fig. 521), eine wesentliche Rolle für den Aufbau der mächtigen Triaskalke und Dolomite der Ostalpen, während einige hierher gehörige paläozoische Formen schon oben genannt worden sind.

Außer den genannten marinen tragen aber auch verschiedene Süßwasserpflanzen, und zwar besonders *Chara-* und *Hypnum*-Arten, zur Abscheidung des im Wasser gelösten Kalks bei, indem sie die im Wasser enthaltene freie Kohlensäure, durch die der Kalk in Lösung erhalten wurde, zerlegen, deren Kohlenstoff zurückbehalten und den Sauerstoff ausscheiden. Der Kalk schlägt sich nieder und überrindet die Pflanzen. Indem aber deren Spitzen fortwachsen, können mit der Zeit mächtige Kalksinterablagerungen entstehen. Charakalke finden sich im Diluvium und Tertiär ziemlich häufig, sind aber auch aus dem jüngeren Mesozoikum bekannt.

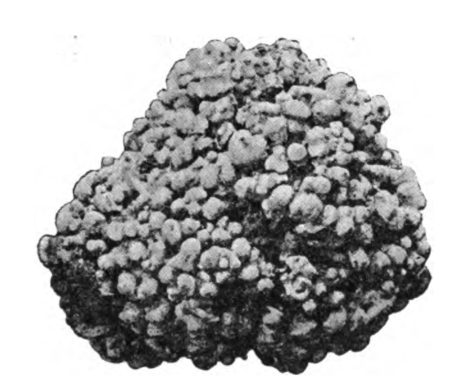


Fig. 523. Ein Exemplar von *Lithothamnium racemus*, auf die Hälfte verkleinert.

Für die Bildung des Travertins von Tivoli spielen nach COHN[2]) besonders gewisse Algen (*Leptothrix*) eine wesentliche Rolle. Dasselbe gilt für die Kalkabscheidungen mancher heißen Quellen im Yellowstone-Nationalpark.

Daß in demselben Gebiete Fadenalgen auch eine großartige Ablagerung von **Kieselsinter** aus dem Thermalwasser vermitteln, ist schon bei früherer Gelegenheit (S. 448) hervorgehoben worden. In gleicher Weise wurden bereits früher die marinen kieseligen Schlammabsätze erwähnt, die aus der Anhäufung mikroskopisch kleiner Diatomeen- (Spaltalgen-) Skelette hervorgehen (Fig. 522). Wie im Meere, so entstehen ähnliche Bacillariaceen- (Diatomeen-) Erden (Kieselgur, Polierschiefer, Tripel usw.) auch in süßem Wasser. Ausgedehnte jugendliche Ablagerungen dieser Art finden sich unter anderem bei Berlin, Lüneburg und Franzensbad. Aber auch in der Kreide und im Jura kommen ganz ähnliche Bildungen vor.

Mit wenigen Worten sei hier schließlich der landbildenden und damit aufbauenden Tätigkeit der **Mangrovewälder** gedacht. Sie finden sich in

[1]) LOHMANN, Sitzungsber. d. Berl. Akad. 1903.
[2]) COHN, Neues Jahrb. f. Min. 1864, S. 580.

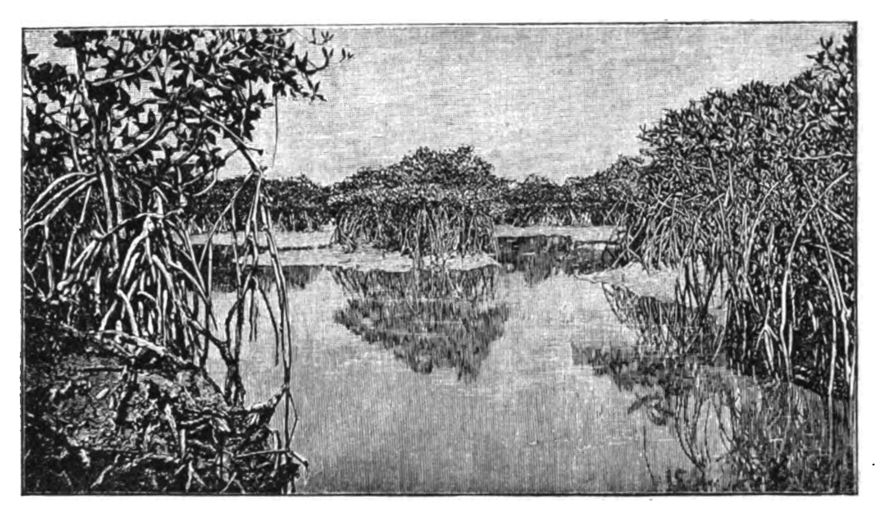


Fig. 524. Ansicht eines malaiischen Mangrovedickichts bei Ebbe.

allen feuchten Tropengebieten in Buchten und Lagunen, die Schutz gegen Brandung und Gezeiten gewähren. Im Netzwerk der zahllosen, in den Meeresschlamm eindringenden Luftwurzeln dieser Bäume bleiben allerhand Sink- und Abfallstoffe hängen, so daß an solchen Stellen das Land ununterbrochen ins Meer hinauswächst (Fig. 524).

b) Neubildende Wirkungen der Tierwelt.

Unter diesen steht allen anderen an Wichtigkeit voran die

Bildung von marinem Kalk.

Die Bildung organischer Kalksteine hängt damit zusammen, daß die nach dem Tode niederer Tiere zurückbleibenden Schalreste überwiegend aus $CaCO_3$ bestehen. Wo sich daher solche Überreste in Menge anhäufen, sind alle Bedingungen zur Bildung kalkiger Gesteine gegeben. Dies ist besonders im Meere der Fall, auf dessen Grunde durch Ansammlung solcher Reste gewaltige Kalkablagerungen entstehen können. Wir stehen hier einem der großartigsten gesteinsbildenden Vorgänge gegenüber.

Von den Bedingungen, unter denen sich Kalziumkarbonat aus wässeriger Lösung abscheidet, ist — wie G. Bischof gezeigt hat — im offenen Ozean keine erfüllt. Aus Thermalwasser schlägt sich Kalk nieder, weil die Kohlensäure, die das Karbonat in Lösung hält, bei gewöhnlichem Luftdruck entweicht. Aus kaltem Quellwasser setzt sich Kalksinter ab, wenn seine Bewegung aufhört und Wasser und Kohlensäure sich verflüchtigen. Vom Meerwasser dagegen müßten nicht weniger als $^3/_4$ verdunsten, ehe eine Abscheidung von Kalk erfolgen könnte. Aber schon wenn etwas mehr als $^1/_3$

verdunstet ist, beginnt der Niederschlag von Gips. Es müßte daher nahezu aller im Meer enthaltener Gips ausgeschieden werden, bevor eine Abscheidung von Kalk möglich wäre. Da aber die Verdunstung großer Massen von Meerwasser bis auf $^1/_4$ nicht leicht eintreten wird, so ist ein chemischer Absatz von Kalziumkarbonat aus Meerwasser — wenigstens im offenen Ozean — nicht anzunehmen. Wenn wir trotzdem sehen, daß sich zu allen Zeiten der Erdgeschichte mächtige Lager marinen Kalks gebildet haben, so ist dies nur der unablässigen Tätigkeit kalkabsondernder Meerestiere zu danken.

Die meisten niederen Seetiere bedürfen entweder einer schützenden Hülle oder eines inneren Gerüstes als Stütze für ihre Weichteile. Beide werden meist aus Kalk gebildet, und dieser kann nur ihrer Umgebung, dem Meerwasser entnommen werden. G. Bischof stellte sich vor, daß die betreffenden Tiere zu diesem Behufe fortwährend Wasser durch ihren Körper hindurchgehen lassen und dabei den darin gelösten Kalk zurückbehalten. Bischof hat auch die Menge des Seewassers zu berechnen versucht, welche verschiedene Tiere filtrieren müßten, um die erforderliche Menge Kalk zu gewinnen. Er fand, daß sie bei der gewöhnlichen Auster das 27—75 000fache ihres Körpergewichts betrage. Dabei setzte er voraus, daß die Auster dem Wasser die ganze darin enthaltene Menge Kalk entziehe. Ist dies nicht der Fall, so müßte noch mehr Wasser filtriert werden. Der von Bischof gebrauchte Vergleich solcher Zweischaler mit einem nie ruhenden Pumpwerk ist daher ganz treffend und würde auch für zahlreiche andere Meerestiere passen. Die Menge Kalk, die dem Meere alljährlich durch die Austern entzogen wird, kann bei der Ausdehnung vieler Austerbänke nicht unbedeutend sein. Wie die Austern, so verhalten sich aber noch zahllose andere Mollusken, und wie diese die Molluskoideen, Echinodermen, Korallentiere, Foraminiferen u. a. m.

Bischofs Erklärungsversuch ist indes nicht sehr wahrscheinlich. Denn einmal fehlt kohlensaurer Kalk im Wasser des offenen Ozeans vollständig, und zweitens wäre auch nicht recht einzusehen, auf welche Weise die Tiere dem Wasser den Kalk entziehen sollen.

Man hat daher nach anderen Erklärungen gesucht. So hat Volger[1]) schon vor mehr als 60 Jahren angenommen, daß der von den Meerestieren ausgeschiedene Kalk dem Gipsgehalt der See entnommen werde. Die Tiere nähmen Kochsalz auf, dessen Na trete mit der tierischen CO_2 zu Na_2CO_3 zusammen und dieses setze sich mit $CaSO_4$ zu Na_2SO_4 und $CaCO_3$ um. Aus dem ersten entstehe dann durch Wechselzersetzung mit dem $MgCl_2$ des Seewassers wiederum $MgSO_4$ und NaCl. Auf die gleiche Anschauung haben später Fr. Mohr[2]) und C. Ochsenius[3]) zurückgegriffen.

---

[1]) Volger, Erde und Ewigkeit, S. 372, 1857.
[2]) Mohr, Geschichte der Erde, 2. Aufl., S. 288, 1875.
[3]) Ochsenius, Neues Jahrb. f. Min. 1890, II, S. 53.

Eine andere Ansicht über die Abkunft des kohlensauren Kalks der marinen Schaltiere ist wohl zuerst von FORCHHAMMER[1]) ausgesprochen worden. Er nimmt an, daß es das im Körper der Seetiere gebildete kohlensaure Ammonium sei, durch das der schwefelsaure Kalk des Meerwassers zersetzt werde. Aus dieser Tatsache scheint sich auch die beachtenswerte, G. STEINMANN zu verdankende Beobachtung zu erklären, daß alkalisch reagierende Eiweißstoffe die Fähigkeit besitzen, aus Lösungen von Kalksalzen, wie Chlorkalzium und Gips, Kalkkarbonat niederzuschlagen. Denn wie BAUMANN im Anschluß an diese Feststellung hervorhebt, ist dieser Vorgang sehr wahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß die stickstoffhaltigen Stoffe des Tierleibes, wie gerade Eiweiß und verwandte Körper, durch Gärungsvorgänge eine Menge kohlensaures Ammonium liefern, welches das Kalziumkarbonat aus den im Meere gelösten Kalksalzen ausfällt[2]).

Auch G. LINCK hält es nicht nur für die nächstliegende, sondern für die einzig mögliche Annahme, daß dort, wo unmittelbare Kalkabscheidung im Meere erfolge, diese sich durch Einwirkung von Natrium- und Ammoniumkarbonat auf Kalziumsulfat vollziehe[3]).

Es sei endlich noch erwähnt, daß — wie LIEBERMANN nachgewiesen hat — Alkalisalze wie NaCl, Na_2SO_4, KJ usw. durch CO_2 zersetzt und in Karbonate umgewandelt werden, woraus er u. a. das Vorhandensein freier Salzsäure im tierischen Magen und in der Mundhöhle mancher Mollusken erklären will[4]).

Wie dem auch sei, so viel steht fest, daß die Menge des durch die Lebenstätigkeit der Tiere dem Meere fortwährend entzogenen Kalks kaum hoch genug veranschlagt werden kann. Die kalkigen Überreste von ganzen Geschlechtern der allerverschiedensten Tiere häufen sich seit undenklichen Zeiten am Meeresgrunde an und geben so Veranlassung zur Bildung jener gewaltigen Ablagerungen von Muschel-, Korallen-, Crinoiden- und sonstigen vorwiegend zoogenen Kalksteinen und Mergeln, die wir in allen Formationen antreffen. Insbesondere ist, wie schon früher hervorgehoben, der Boden großer Meerestiefen über ungeheure Flächen mit zoogenem Kalkschlamm bedeckt, der seine Entstehung in erster Linie der Anhäufung mikroskopisch kleiner Foraminiferen- (besonders Globigerinen-) Schälchen verdankt, von denen, um ein von REIN gebrauchtes Bild zu wiederholen, ein beständiger Regen in die Tiefe niedersinkt.

Neben den Foraminiferen und Kokkolithen aber spielen nach neuesten

---

[1]) G. BISCHOF, Lehrbuch der physikalischen und chemischen Geologie, 2. Aufl., I, S. 585 Anm.

[2]) STEINMANN, Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg, IV, S. 288, 1889.

[3]) LINCK, Neues Jahrb. f. Min. 1903. Beil.-Bd. XVI, S. 509. — Vgl. auch E. PHILIPPI, Neues Jahrb. f. Min. 1907, Festband, S. 397 ff.

[4]) LIEBERMANN, Chemikerzeitung 1890, S. 594.

Feststellungen für die Kalkbildung in tropischen und subtropischen Flachmeeren eine große Rolle gewisse denitrifizierende (stickstoffbindende) oder Nitrobakterien, und zwar besonders das sogenannte *Bacterium calcis.* Man verdankt diese wichtige Entdeckung besonders HAROLD DREW[1]).

Bacterium calcis beraubt das Seewasser seines Stickstoffs und führt ihn in Ammonium über, das in Verbindung mit Kohlensäure aus den gelösten Kalksalzen das Kalzium als $CaCO_3$ ausfällt. DREW fand in 1 cbm oberflächlichen Schlicks im W der Andros-Insel (Bahamas) 160 Millionen Nitrobakterien! Ein großer Teil des Kalkschlicks, der jetzt dort und in der Umgebung von Florida Keys entsteht, ist nach ihm ein Erzeugnis der Bakterientätigkeit.

Über die Beschaffenheit der organischen Tiefseeschlamme ist bereits früher das Wichtigste mitgeteilt worden; dagegen müssen wir noch etwas eingehender die

Tätigkeit der Korallentiere[2])

betrachten.

Ihre großartigen Bauten, die Korallenriffe, sind ein Werk der kolonien- oder stockbildenden Korallen: der ästig verzweigten Madreporen und Pozilloporen und der massigen, knollige oder rasenförmige Stöcke bildenden Asträen, Poriten und Mäandrinen. Nach JOH. WALTHER[3]) spielen für die Bildung der Riffe die ästigen Korallen die Hauptrolle; und zwar nicht nur durch ihr rasches Wachstum, das zehnmal schneller sein soll als das der massigen Korallen, sondern auch durch ihr „Sandfangen", d. h. dadurch, daß ihr dichtes Astwerk große Mengen herabfallender Trümmer von Korallen, Muscheln usw. sowie von Kalksand festhält.

Außer den Korallen liefern freilich noch viele andere, um und innerhalb des Riffs lebende Tiere, wie besonders Foraminiferen, ferner Bryozoen,

---

[1]) DREW, On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria and on the action of denitrifying bacteria in tropical and temperate seas. Publ. Carnegie Inst. No. 182.. Washington 1914.

[2]) CH. DARWIN, Über den Bau und die Verbreitung der Korallenriffe. Gesammelte Werke (übersetzt von CARUS) Bd. XI, S. 1. — DANA, Corals and coral islands 1872. — SEMPER, Die Palauinseln, 1873. — REIN, Die Bermudainseln. Verh. d. 1. Geographentages, 1881. — MURRAY, The structure and origin of coral reefs and islands, 1880. — GUPPY, The Salomon Islands, 2 Bde., 1887. — v. RICHTHOFEN, Führer für Forschungsreisende, S. 389 ff., 1886. — LANGENBECK, Theorien über die Entstehung der Koralleninseln. Leipzig 1890. — JOH. WALTHER, Lithogenesis, Kap. 24: Die Korallenriffe, 1894. — SAVILLE-KENT, The great barrier reef of Australia. London 1894. — A. AGASSIZ, The islands and coral reefs of Fiji. Bull. Mus. compar. Zool. Harvard College, XXXIII, 1899. — A. GRABAU, Principles of stratigraphy, Kap. X, S. 385 ff., 1913.

[3]) WALTHER, Die Adamsbrücke. Petermanns Geogr. Mitteil. 1891, Erg.-Heft 102.

Echinodermen, Mollusken, Krustaceen usw., und außerdem namentlich Kalkalgen durch ihre Hartgebilde einen nicht unwesentlichen Beitrag für den Aufbau der Riffe.

Das Gedeihen riffbauender Korallen ist an die oberste, höchstens bis 40 m Tiefe hinabreichende Meereszone und außerdem an warme, sich nicht unter 20° C abkühlende Meere gebunden. Aus diesem Grunde liegt die Hauptverbreitung der Riffkorallen in den tropischen Teilen des Atlantischen, Indischen und besonders des Pazifischen Ozeans, welch letzter bekanntlich

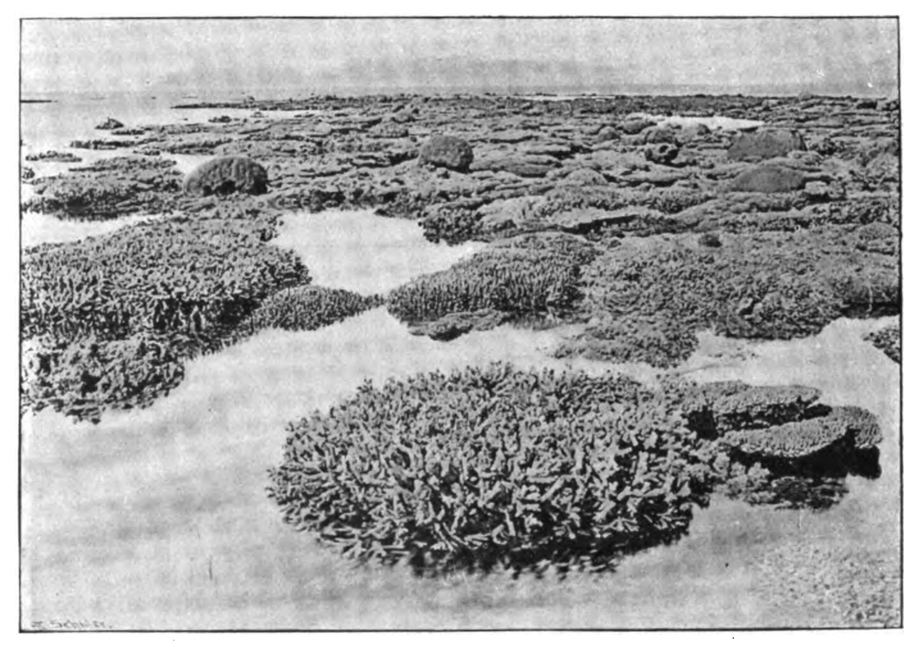


Fig. 525. Ansicht eines Stückes des großen australischen Barrierenriffes. Nach Photogr.

stellenweise ganz von Koralleninseln durchschwärmt ist. Auch das Rote Meer weist zahlreiche, wenn auch nur wenig mächtige Riffe auf[1]).

Außer den angeführten Bedingungen verlangen die Riffkorallen noch reines, von zutretendem Süßwasser und erdigen Teilen völlig freies Salzwasser[2]), sowie ein durch Brandung oder Strömungen kräftig bewegtes

[1]) Die äußerste Grenze für die Verbreitung der Riffkorallen nach N und S fällt daher ungefähr mit dem 32. Breitegrad zusammen.

[2]) Von befreundeter Seite bin ich auf wichtige Ergebnisse neuerer Arbeiten über die physiologischen Wirkungen des Salzgehalts des Meerwassers auf die niederen Tiere (Mollusken, Kruster usw.) aufmerksam gemacht worden (vgl. den Vortrag von H. C. Müller in den Schriften der physik.-ökon. Gesellsch. Königsberg i. Pr., 60. Jahrg., 1919. Leipzig-Berlin 1920).

Es ist bekannt, daß — abgesehen von wenigen Ausnahmen — ins süße Wasser

(stets neuen Nahrungsstoff und Kalk zuführendes) Meer. Aus diesen Gründen sind die Riffe vor den Mündungen von Flüssen unterbrochen, und darum findet ihr Hauptwachstum stets auf der dem freien Meere zugekehrten Seite statt. Hier fallen sie in der Regel steil, mitunter sogar überhängend ab, während sie auf der Landseite, wo das Wachstum der Korallen zurückbleibt, sanft abgeböscht zu sein pflegen (Fig. 530).

Es lassen sich drei Hauptformen von Riffen unterscheiden:

1. Küsten-, Fransen- oder Saumriffe. Sie ziehen sich in nächster Nähe der Küste hin und stellen dammförmige, vom Meeresboden bis nahe an den Seespiegel emporreichende, vom Festlande durch einen schmalen Meereskanal, die „Randlagune" getrennte Bauten von mehr oder weniger unregelmäßiger Gestalt dar (Fig. 526).

2. Damm-, Wall- oder Barrierenriffe. Sie unterscheiden sich von den Küstenriffen nur durch ihre größere Entfernung von der Küste

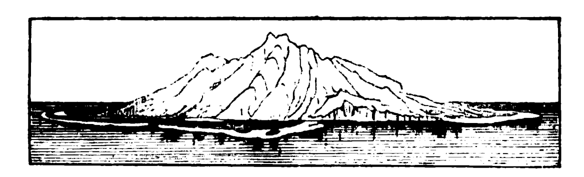


Fig. 526. Ansicht einer von Saumriffen umgebenen Insel. Nach DANA.

— bei dem großen Dammriffe an der Ostküste Australiens beträgt sie 80 bis 100 km — und entsprechend größere Breite der Randlagune. Sie ziehen als riesige, sich nur hier und da ein wenig über den Meeresspiegel erhebende Dämme längs den Küsten der Kontinente und Inseln hin. Nur an wenigen Stellen pflegen sie durch Kanäle, die eine Verbindung des Randmeeres mit dem Ozean herstellen, unterbrochen zu werden. Fast alle hohen Inseln der Südsee sind mit Wallriffen umgürtet. Manche erreichen eine außerordentliche Länge. Das größte, die Nordostküste Australiens begleitende hat eine Gesamtlänge von fast 2000 km, das neukaledonische eine solche von 750 km.

---

gebrachte Seetiere, und ebenso ins Salzwasser versetzte Süßwassertiere, sehr bald zugrunde gehen. Ja, oft wirkt schon eine geringe Steigerung des Salzgehaltes tötlich. Die vergiftende Wirkung wächst mit der Schnelligkeit der Salzzunahme und mit dem Steigen der Wassertemperatur. Es hat sich nun gezeigt, daß die Giftwirkung, die das NaCl und ebenso die Ca- und K-Salze des Meerwassers für sich allein ausüben, durch das gleichzeitige Vorhandensein der übrigen Salze aufgehoben wird. Die Ursache des schädigenden Einflusses eines übermäßigen Salzgehaltes aber liegt darin, daß die Eiweißstoffe des tierischen Gewebes die Salze ihrer Umgebung adsorbieren und daß, sobald die adsorbierte Salzmenge ein bestimmtes Maß überschreitet, dies eine Schwächung, bzw. den Tod des Tieres zur Folge hat.

3. Atolle oder Lagunenriffe. Sie bilden geschlossene Ringe von eckig verbogener Gestalt, die in der Mitte ein seichtes Meer, die Lagune einschließen. Auch hier verbinden in der Regel mehrere Einschnitte im Riff,

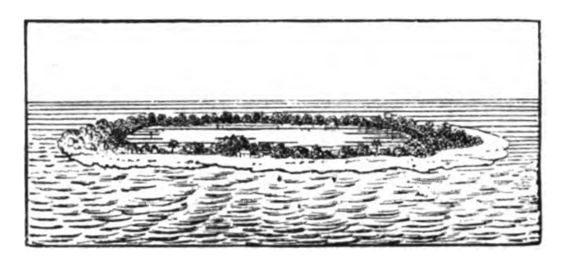


Fig. 527. Ansicht eines Atolls (Pfingstinsel). Nach Darwin.

sogenannte Riffkanäle, die innere Lagune mit dem Außenmeere (Fig. 528 und 529).

Auch diese merkwürdigen ringförmigen Riffe fallen nach außen meist sehr steil, zuoberst sogar überhängend ab (Fig. 531), während die innere Abdachung zur Lagune immer sehr sanft ist, so daß die Wassertiefe selbst der größten Lagunen nicht leicht 100 m übersteigt.

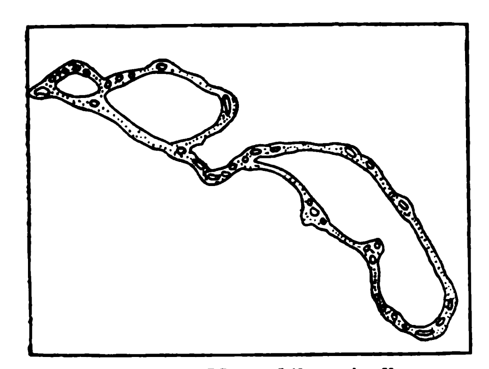


Fig. 528. Mentschikow-Atoll. Nach Dana.

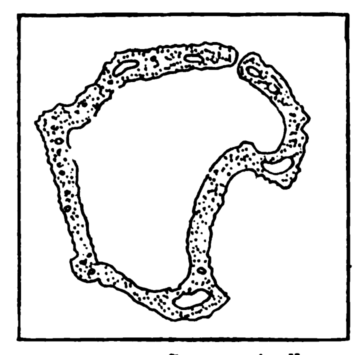


Fig. 529. Stewart-Atoll. Nach F. v. Hochstetter.

Nur die kleinen weiß gelassenen Teile des Riffs liegen über dem Meere.

Der Durchmesser der größten Lagunen kann über 100 km betragen. Die Ruhe des Lagunenspiegels steht in auffälligem Gegensatz zu der heftigen Bewegung des Augenmeeres (Fig. 527). Die Breite des Riffes pflegt 1000 bis 1300 m nicht zu übersteigen. In der Regel ragen nur verhältnismäßig kleine Teile davon über die Meeresfläche empor und nur bis zu wenigen Meter Höhe. Selten liegt, wie bei der oben abgebildeten Pfingstinsel, der ganze Ring über dem Wasser. Dieses Hervortauchen ist eine Folge örtlicher Anhäufung von Korallensand und Korallenfelstrümmern durch die Brandung.

Es ist durch Lotungen festgestellt, daß die meisten Atolle aus be-

deutenden, oft mehrere tausend Meter betragenden Meerestiefen aufragen — so das sogleich zu erwähnende Funafuti-Atoll aus 5400 m Tiefe. Der Meeresboden in ihrer Umgebung ist weithin mit Korallensand und -schlamm bedeckt. Wahrscheinlich fallen die den Atollkern umgebenden Schlamm-massen gleich Schutthalden zuerst sehr steil, dann mit immer flacherer Böschung in die Tiefe ab. Auch den Saum- und Küstenriffen werden ähnliche Detritushalden vorgelagert sein, so daß Durchschnitte durch ein Wallriff und Atoll vermutlich Bilder wie Fig. 530 und 531 liefern würden.

Das Material der Riffe besteht aus Korallenstöcken, deren Zwischenräume mit Korallen- bzw. Muschelsand und Korallenschlamm ausgefüllt

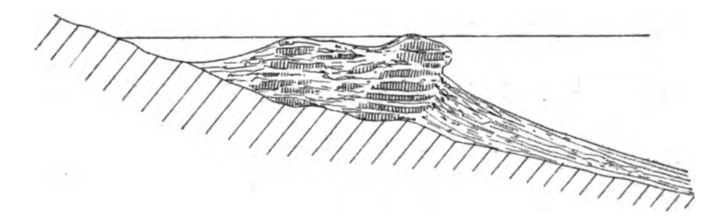


Fig. 530. Durchschnitt durch ein Wallriff. Nach RICHTHOFEN.

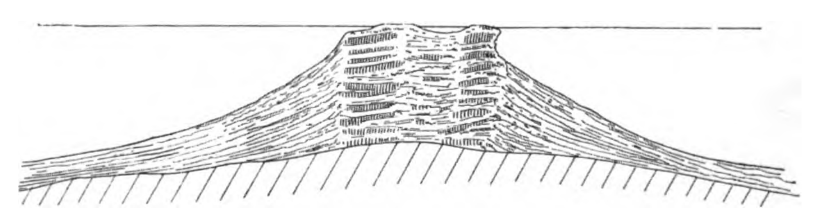


Fig. 531. Desgleichen durch ein Atoll. Nach DEMSELBEN.

werden. Der Korallensand entsteht aus Trümmern von Korallen und Bruchstücken der Gehäuse von Foraminiferen, Mollusken, Echinodermen usw., deren Zerkleinerung nach den Beobachtungen von JOH. WALTHER besonders Krustaceen und Holothurien besorgen[1]).

Der Kalk besteht aus Kalziumkarbonat — in der Form von Aragonit — mit Beimengungen von Magnesiumkarbonat, phosphorsaurem Kalzium und Fluorkalzium, Kieselerde, Eisen, Aluminium und organischer Substanz[2]). Es ist bemerkenswert, daß die abgestorbenen inneren Teile des Riffs einer baldigen Umwandlung unterliegen. Aus den im Kalk enthaltenen tierischen Stoffen entwickelt sich nämlich Kohlensäure, die im Verein mit dem das Riff durchdringenden Wasser eine Lösung und Umkristallisierung des Riffkalks einleitet, wobei der ursprüngliche Aragonit in Kalzit umgewandelt

---

[1]) WALTHER, Lithogenesis, S. 927.

[2]) Vgl. O. BÜTSCHLI, Untersuchungen über organische Kalkgebilde. Abh. d. Ges. f. Wissensch. Göttingen 1908.

wird. Der Korallenkalk verliert dadurch mit der Zeit seine organische Struktur und geht in festen kristallinen Fels über, dem man die korallogene Entstehung oft kaum mehr anmerkt. Dies ist vor allem durch die wichtige, 1897 ausgeführte Bohrung auf dem Atoll Funafuti — einer Insel der Ellicegruppe (Südsee) — bestätigt worden. Das fast bis zu 400 m hinabgeführte Bohrloch traf nämlich in den oberen 240 m mürben, meist leicht zerreiblichen (neben Korallen und Kalkalgen besonders aus Foraminiferen bestehenden) Kalk an, der nur 1—5 v. H. $MgCO_3$ besaß, während in größerer Tiefe das Gestein in einen harten magnesiumreichen Dolomitkalk mit etwa 40 v. H. $MgCO_3$ überging[1]).

Wie schon bemerkt, spielen Kalkalgen, und zwar besonders Lithothamnien, für den Aufbau mancher Riffe eine große Rolle. Sie können oft die Hauptmasse des Riffs bilden. Wichtig ist auch, daß die Kalkalgen weder hinsichtlich der Temperatur noch der Tiefe des Wassers an so enge Grenzen gebunden sind wie die Riffkorallen[2]). Kalkalgenriffe und -lager stellen daher eine weitere wichtige Flachwasserbildung dar, die auch außerhalb der Tropenmeere verbreitet ist.

Sehr bezeichnend ist für alle Riffkalke das mehr oder weniger vollständige Fehlen einer horizontalen Gliederung oder Schichtung des Gesteins. Riffkalke sind daher im allgemeinen schichtungslos. An den Rändern der Riffe dagegen entwickelt sich nicht selten eine brekzienförmige Struktur.

Die Ansichten über die Entstehung der Koralleninseln überhaupt und der merkwürdigen Atollringe insbesondere gehen noch immer auseinander.

Man hat lange Zeit an der von Charles Darwin aufgestellten Theorie festgehalten. Sie geht von der Tatsache aus, daß die Mächtigkeit vieler Riffe mehrere hundert Meter beträgt, während die riffbildenden Korallen bekanntlich nicht tiefer als 30 m unter den Meeresspiegel hinabsteigen. Darwin nahm daher an, daß die Korallen sich ursprünglich auf seichtem Boden angesiedelt hätten, später aber durch eine langsame Senkung des Grundes gezwungen worden seien in gleichem Maße aufwärts zu bauen. Durch diese beiden Vorgänge, das allmähliche Sinken des Meeresbodens und das

---

[1]) The atoll of Funafuti. Report of the coral reef committee of the Roy. Soc. London 1904. — Das so berühmt gewordene Atoll steigt als ein hoher Kegel über dem Meeresboden auf. Von der Niederwassermarke bis zu 22—26 m Tiefe ist seine Abdachung ganz sanft; dann aber wird die Böschung sehr groß, da sie bis 84 m Tiefe 30°, dann bis 260 m Tiefe 70—90° beträgt. Erst in noch größerer Tiefe wird die Neigung wieder geringer. Die starke Abweichung der magnetischen Elemente von den Normalwerten spricht dafür, daß dies Atoll, wie wahrscheinlich noch manche andere, von einem alten Vulkangipfel getragen wird.

[2]) Lithothamnien kommen lebend bis unter 200 Faden Tiefe vor.

Emporstreben der Korallen, seien schließlich jene hohen mauer- oder pfeilerförmigen Korallenbauten entstanden.

Da diese Theorie in sehr einfacher Weise erklärt, wie sich ein Küstenriff (Fig. 532 Stadium 1) infolge fortdauernder Senkung zuerst in ein Dammriff (Stadium 2) und zuletzt, nach völligem Verschwinden des Inselkerns, um den die Korallen sich angesiedelt hatten, in ein Atoll (Stadium 3) verwandeln kann, so fand sie die Unterstützung von Dana und Lyell und wurde bald allgemein angenommen. Auf Grund der außerordentlichen Verbreitung der Koralleninseln in der Südsee erklärte Dana diese in ihrem ganzen Umfange für ein junges Senkungsgebiet, auf dessen höchsten Punkten die Korallen sich angesiedelt hätten, um allmählich zu viele hundert Meter hohen Pfeilern emporzuwachsen. An gewissen, in der Verteilung der Atolle

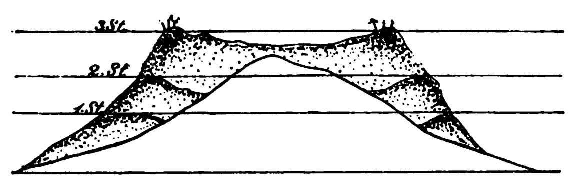


Fig. 532. Darstellung zur Erläuterung der Darwinschen Theorie von der Umwandlung eines Küstenriffs in ein Wallriff und Atoll.

hervortretenden Parallellinien glaubte der amerikanische Forscher sogar noch die Richtung der Gebirgsketten des versunkenen Kontinents erkennen zu können.

Die Forschungen der letzten 30 Jahre haben indes den Glauben an die Allgemeingültigkeit der Darwinschen Senkungstheorie erschüttert.

Die ersten Zweifel an ihr wurden von A. Agassiz auf Grund seiner Studien an den Küsten von Florida geäußert, wo zahlreiche Riffe und Atolle in allen möglichen Wachstumstadien, allein keinerlei Spuren von Senkungserscheinungen wahrzunehmen sind. In ähnlicher Weise beobachteten später Rein an den Bermuda- (Atlantischer Ozean) und Semper an den Palau-Inseln (Pazifischer Ozean) auf kleinem Raume nebeneinander alle drei von Darwin als verschiedene Zustände der Riffbildung betrachteten Rifformen, aber keine Anzeichen von neueren Senkungen, sondern nur von Hebungen, die auf den Bermudas mehr als 80 m betragen.

Sehr wichtig sind die Arbeiten von Murray, dem Zoologen der Challengerexpedition, geworden. Nach ihm können riffbildende Korallen sich auf jeder untermeerischen Klippe, Sand- oder Kiesbank usw. ansiedeln, sobald nur die sonstigen für ihr Gedeihen erforderlichen Bedingungen erfüllt sind. Die Formenunterschiede der Riffe sollen hauptsächlich von Verschiedenheiten in der Nahrungszufuhr abhängen. Weil diese auf der Außenseite viel reichlicher ist als auf der Innenseite und in der Mitte, so schreitet das Wachstum nach außen fort, während es innen zurückbleibt. In der Mitte stirbt

das Riff ganz ab. Aus- und einströmende Tidenwässer waschen hier allmählich eine schüsselförmige Vertiefung aus, und es entsteht so die Lagune.

Neuere Arbeiten über Korallenbauten verdanken wir GUPPY, SLUITER und WALTHER. SLUITER wies nach, daß Riffkorallen durchaus nicht immer eine feste Unterlage verlangen, sondern sich auch auf schlammigem Untergrunde ansiedeln können, sobald nur ein Muschelhaufen, Stein oder irgendein anderer fester Körper eine erste Anheftung ermöglicht. Denn infolge seines Gewichtes sinkt das Riff in den weichen Boden ein und schafft sich auf diese Weise selbst ein Fundament.

Besonders wichtig sind die Untersuchungen GUPPYS über die Riffe der Salomonen. Unmittelbar neben noch lebenden Riffen von verschiedener Gestalt finden sich hier trockengelegte, die bis zu Höhen von mehreren hundert Metern über den Meeresspiegel aufsteigen —, auf der Alu-Insel bis 150 m, auf der Treasury-Insel bis 270 m —, die aber nach ihrer Fauna erst in allerjüngster Zeit gehoben sein können[1]). Nirgends fand GUPPY Korallenkalke von größerer Mächtigkeit als einige vierzig Meter. Nach ihm können sich Riffe überall bilden, wo bei sonst günstigen Verhältnissen untermeerische Bodenerhebungen in die Höhenzone des Korallenlebens hineingelangen. Dieser Fall aber wird nach seiner Meinung viel eher da eintreten, wo der Meeresboden aufsteigt, als wo er sinkt.

Trotz aller dieser für DARWINS Theorie wenig günstigen Beobachtungen darf diese indes keineswegs als gänzlich überwunden oder gar widerlegt betrachtet werden. Man hat mit Recht darauf hingewiesen, daß DARWINS und DANAS Erklärungsversuche wesentlich aus Beobachtungen erwachsen sind, die in der Südsee gemacht wurden, während die gegnerischen Wahrnehmungen hauptsächlich in anderen Gebieten gewonnen wurden. Im pazifischen Gebiete aber scheinen die Verhältnisse zum großen Teil etwas anders zu liegen als anderweitig. Namentlich scheint dort in der Tat die Mächtigkeit vieler Wallriffe und Atolle diejenige der Meereszone, innerhalb welcher Riffkorallen zu leben vermögen, beträchtlich zu übersteigen. Für das oben genannte Atoll von Funafuti ist dies jetzt mit aller Sicherheit nachgewiesen: es stellt keineswegs bloß eine dünne Kalkkruste über einem älteren Kerne dar, sondern bildet eine Riffmasse von mindestens 400 m Dicke. Ist dem aber so, so scheint allein die Annahme einer langsamen Senkung des Meeresbodens eine ausreichende Erklärung der beobachteten großen Riffmächtigkeit zu bieten. Auch die ebenfalls auf Funafuti gemachte Feststellung, daß selbst in den größten Tiefen des Bohrloches keine einzige Tiefseeform, sondern nur Milleporen, Stylophoren, Pocilloporen, Asträen, Fungien, Madreporen und Poriten, d. h. lauter Seichtwasser-

[1]) Zu den höchsten Korallenriffen dieser Art dürften wohl die in der Mitte von Timor beobachteten, in 1200 m Seehöhe liegenden gehören (BROUWER, Geol. Rundsch. VIII, 203).

korallen, und Seichtwasserkalkalgen wie *Lithothamnium* und *Halimeda* anzutreffen waren, fällt schwer zugunsten der DARWINschen Senkungstheorie ins Gewicht.

Ältere, fossile Korallenriffe

sind über die ganze Erde verbreitet und finden sich in allen Formationen bis zum Silur, ja vielleicht zum Kambrium (Archäocyathinen-Anhäufungen) zurück. Im Diluvium kommen sie unter anderem auf den Inseln des südöstlichen Asiens und Zentralamerikas vor; im Tertiär auf Sizilien, im Vicentinischen usw. Unter den Kreidekalken stellt namentlich der alpine Schratten-

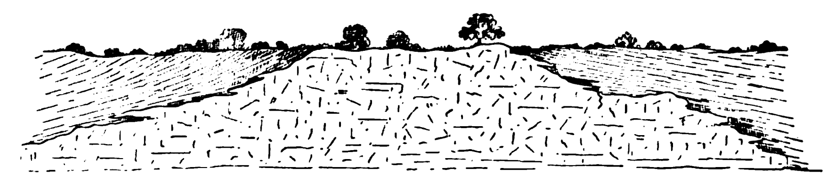


Fig. 533. Riff von mitteldevonischem (Onondaga-) Korallenkalk bei Williamsville, Neuyork. Nach A. GRABAU.



Fig. 534. Riff von mitteldevonischem (Traversa-) Kalk mit fingerförmigen Ausläufern. Alpena, Michigan. Nach DEMSELBEN.

kalk eine riffartige Bildung dar, während in der Juraformation bei Nattheim in Württemberg sowie an vielen Stellen des Juragebirges und der Alpen Korallenkalke entwickelt sind. In der Trias wären nach Meinung verschiedener Geologen die mächtigen Dolomitstöcke Südtirols als ehemalige Riffe zu betrachten. Sehr verbreitet sind Korallenkalke weiter im Unterkarbon (besonders in Belgien und den Vereinigten Staaten) und im Oberdevon (Iberger Kalk). Aber auch im Mittel- und Unterdevon sowie im Obersilur (Wenlock- und Gotlandkalk) Europas und Nordamerikas sind Riffkalke eine häufige Erscheinung.

Allerdings sind am Aufbau der fossilen Riffe nicht allein Korallen, sondern auch andere Organismen, wie Stromatoporiden, Bryozoen, Spongien, Foraminiferen, Kalkalgen u. a. beteiligt; oft sogar in dem Maße, daß man nicht sowohl von Korallen-, als vielmehr von Algen-, Bryozoen-, Spongien- u. a. Riffen sprechen muß.

Alle diese fossilen Riffe schließen sich in der Gestalt eng an die heutigen Riffe an: es sind stock-, klotz- oder linsenförmige, meist steil abfallende Massen von mehr oder weniger schichtungslosem oder massigem Kalk oder Dolomit. Sie greifen nicht selten (Fig. 534, 537) mit keil-, zungen- oder fingerförmigen Ausläufern in das Nebengestein ein, welches mitunter seinerseits in das Riff eindringt. Im allgemeinen pflegt die Grenze zwischen dem massigen Riffgestein und dem geschichteten Nebengestein scharf zu sein. Einlagerung von geschichtetem Korallen- und Crinoidensand im Riff sind nichts Seltenes.

Am Außenrande der Riffe treten manchmal brekzienförmige Übergangsbildungen zwischen Riff und Nebengestein auf; an anderen Stellen steil fallende, unregelmäßig geschichtete Massen. Diese schräge Übergußschichtung (rechte Seite von Fig. 536), ebenso wie die übrigen erwähnten Erscheinungen wiederholen sich in gleicher Weise an den Riffen der Jetztzeit.

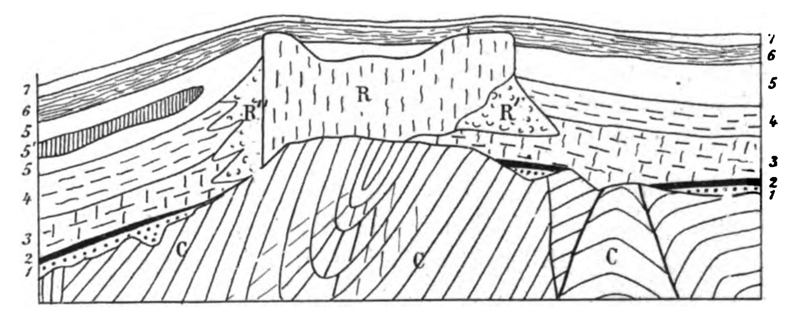


Fig. 535. Durchschnitt eines Thüringer Bryozoenriffs. Nach Th. Liebe.

C Kulmschichten. *R* Riff. *R'* Vor- und Angußriff. *1* Zechsteinkonglomerat. *2* Kupferschiefer. *3* Zechsteinkalk und graublaue Letten. *4* Rauchwacke. *5* und *7* Letten. *6* Plattendolomit.

Ob die großartigen, fast 1000 m Mächtigkeit erreichenden Dolomitklötze Südtirols und der angrenzenden Gebiete wirklich mit Richthofen, Mojsisovics u. a. als Riffe zu betrachten sind, ist noch strittig. Die große Seltenheit von Korallen im Dolomit bildet noch keinen Beweis gegen dessen korallogene Abkunft; denn die an verschiedenen Punkten beobachteten allmählichen Übergänge von geschichtetem fossilreichem in ungeschichtetes, keine organische Struktur mehr zeigendes Gestein beweisen, daß die organischen Reste durch Diagenese oder Metamorphose gänzlich verschwinden können. Anderseits muß man, wie Gümbel, Rothpletz u. a. mit Recht betont haben, sich hüten, jeden Abbruch dieser riffartigen Massen auch da, wo er nachweislich mit Verwerfungen zusammenfällt, mit ursprünglichen Riffgrenzen zu verwechseln. Was am meisten für die Riffnatur wenigstens einer Reihe der fraglichen Dolomitstöcke spricht, das ist das

aus Fig. 536 und 537 ersichtliche Ineinandergreifen von Riff und umgebenden Sedimenten, sowie das Vorkommen von Übergußschichtung und Brekzienkalk an den Rändern der Riffe.

Auch in Gebieten paläozoischer Ablagerungen hat man den heutigen ähnliche Korallenriffe, ja sogar Atolle wiederzuerkennen geglaubt[1]). Indes

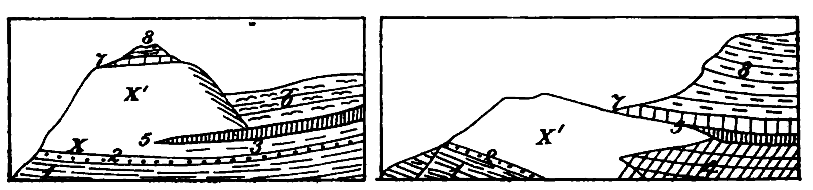


Fig. 536. Palle di S. Lucano. Fig. 537. Ostende des Primieroriffes.
Durchschnitte durch zwei Südtiroler Dolomitriffe.
Nach v. Mojsisovics.

1 Werfener Schichten. *2* Unterer Muschelkalk. *3* Buchensteiner Schichten. *4* Wengener Schichten. *5* Cassianer Schichten. *6* Augitporphyritlaven. *7* Raibler Schichten. *8* Dachsteinkalk. *X* Riff-Fazies des oberen Muschelkalks und der Buchensteiner Schichten. *X'* Desgleichen der Wengener und Cassianer Schichten.

liegt dieser Deutung eine Täuschung zugrunde, die darauf zurückzuführen ist, daß man ovale und ringförmige Kalkbänder, die sich einfach aus Schichtenfaltung und Bodenabtrag erklären, mit ursprünglichen Riffumrissen verwechselte.

In der Regel haben die paläozoischen Korallen- und Stromatoporiden-

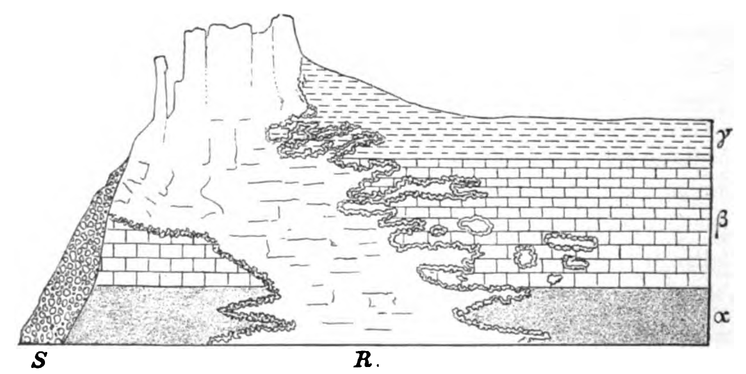


Fig. 538. Spongienriff im oberen Jura Schwabens. Nach E. Fraas.
α, β, γ Stufen des weißen Juras. *R* Riff. *S* Gehängeschutt.

kalke mehr die Gestalt von decken- oder linsenförmigen Massen als von mauer- oder stockförmigen Riffen. Indes fehlt es auch nicht an solchen.

Im Silur von Wisconsin werden nach A. Grabau die Riffe bis über 12 m

[1]) E. Dupont, Iles coralliennes de Roly etc. Bull. mus. roy. hist. nat. Belgique, I, 1882.

mächtig[1]). Weitaus die dicksten irgendwo beobachteten paläozoischen Riffe sind wohl die von FRECH beschriebenen, durch verschiedene geologische Horizonte (Unter-, Mittel- und älteres Oberdevon) hindurchgehenden Korallenkalke der karnisch-venezianischen Kalkalpen. Sie werden stellenweise gegen 1000 m mächtig und beweisen damit, daß auch in der geologischen Vergangenheit Riffe entstehen konnten, deren Dicke die Dicke der Lebenszone der heutigen Riffkorallen weit übertrifft. Sie bilden damit eine wichtige Stütze für die DARWINsche Senkungstheorie.

Im Anschluß an vorstehende Mitteilungen sei noch in aller Kürze die Entstehungsart der bekanntlich in den allerverschiedensten Formationen vorkommenden **Oolithkalke** berührt. Oolithe können sich nachweislich auf verschiedene Weise bilden.

1. Nach Art des bekannten Karlsbader Sprudelsteins durch Abscheidung von gelöstem Kalk (als Aragonit) um Fremdkörperchen herum. Diese Entstehungsweise ist bis jetzt nur in Thermalwasser beobachtet worden.

2. In der Litoralzone, besonders am Strand von Koralleninseln, wo sie ebenfalls durch chemischen Niederschlag entstehen. So an der Reede von Suez, an der Küste der Kanarischen Inseln, von Florida usw. An dieser Stelle hat in neuester Zeit THOM. WAYLAND VAUGHAN die Oolithbildung genauer verfolgt[2]). Die neugebildeten Oolithkörner (Ooide) sind hier 0,1 bis 0,8 mm groß, scheinen aber allmählich zu wachsen. Da sie dem frischen Schlamm noch fehlen, so müssen sie wohl diagenetische Erzeugnisse sein. Auch sie bestehen zunächst nicht aus Kalkspat, sondern aus Aragonit, der — wie LINCK gezeigt hat[3]) — erst später in die beständigere Form des $CaCO_3$, in Kalkspat übergeht[4]).

3. Durch Umrindung von Mollusken- und Insekteneiern. Diese anscheinend nicht seltene Entstehungsart nimmt z. B. N. MOISESCU für die am Strande von Tuzla (Dobrudscha) anstehenden Oolithe der oberen sarmatischen Stufe an[5]).

Zu den Ablagerungen von Mineralstoffen, die sich mittelbar von tierischen bzw. pflanzlichen Resten ableiten, gehören noch die

---

[1]) GRABAU, Palaeoz. coral reefs. Bull. Geol. Soc. Amer. XIV, S. 337, 1903. — Vgl. auch VAUGHAN, Physical conditions under which palaeoz. coral reefs were formed. Ebenda XXII, S. 238, 1911.

[2]) VAUGHAN, Prelim. remarks on the geology of the Bahamas, 1912.

[3]) LINCK, Neues Jahrb. f. Min. 1903, Beil.-Bd. 16, S. 495. — DERSELBE, Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine. Jenaische Zeitschr. f. Naturw. Bd. 45, S. 267, 1909.

[4]) Ältere Oolithe pflegen aus einem Gemisch von Kalzit und Aragonit zu bestehen.

[5]) L. CAYEUX, C. R. Congr. géol. intern. Mexico, 1907, S. 1211. — Vgl. auch GAUB, Jurassische Oolithe der Schwäbischen Alb. KOKENS geol.-pal. Abh. IX, 1910.

Kohlenwasserstoffe der Erdkruste.

In der Hauptsache sind sie Verbindungen der Methanreihe von der allgemeinen Zusammensetzung C_nH_{2n+2}, zu denen aber auch noch Kohlenwasserstoffe anderer Reihen — so von der Zusammensetzung C_nH_{2n} und aus der Benzolreihe (C_nH_{2n-6}) — hinzukommen können.

Die wichtigsten unter diesen Kohlenwasserstoffen sind:

Grubengas (Methan): CH_4, gasförmig.

Rohpetroleum (Erdöl): C_8H_{16}; $C_{12}H_{26}$; $C_{20}H_{42}$ usw., flüssig.

Natürliches Paraffin: $C_{20}H_{42}$, bei gewöhnlicher Temperatur halbfest, zähe und leicht schmelzbar.

Ozokerit (Erdwachs): CH_2, fest.

Asphalt (Erdpech): ein infolge von Oxydation mehr oder weniger sauerstoffreicher Kohlenwasserstoff, fest.

Man ersieht aus dieser Zusammenstellung, daß die C-ärmsten Glieder der Methanreihe, CH_4 bis C_5H_{12} gasförmig sind, die C-reicheren bis $C_{20}H_2$, flüssig, und die C-reichsten jenseits der letztgenannten Formel fest.

Die **Erdöle**[1]), diese schwankenden Gemische verschiedener Kohlenwasserstoffe, sind schon seit alter Zeit bekannt. Ihre gasigen Anteile entweichen dem Boden an manchen Punkten in großen Massen. So bei Baku am Kaspischen Meere, wo sie auf der Halbinsel Apscheron die bekannten heiligen Feuer der Parsen erzeugen und eine dieser leichtentzündlichen Gasquellen schon seit dem 10. Jahrhundert brennt.

Überall wo Kohlenwasserstoffe auftreten, stellen sie Imprägnationen poröser oder zerklüfteter Gesteine dar. In Eruptivgesteinen und kristallinen Schiefern kommt Erdöl nur ganz ausnahmsweise vor; fast alle bekannten Ölfelder der Welt sind an Schichtgesteine gebunden, und bei diesen gibt es kaum eine Stufe der geologischen Formationsreihe zwischen Silur und dem jüngsten Tertiär, die nicht irgendwo Öl führte. Hauptsächlich tritt dieses in Sanden und Sandsteinbänken, daneben auch in Kalksteinbänken auf, die zwischen undurchlässigen Tonen, Schiefertonen und Mergeln eingeschlossen sind. In Sanden und Sandstein liegt es in Pennsylvanien, Illinois, Kalifornien, Rumänien, am Kaukasus

---

[1]) C. Engler und H. Höfer, Das Erdöl, seine Physik, Chemie, Geologie, Technologie. Bd. II: Geologie, Gewinnung und Transport des Erdöls, 1909. — Engler und Höfer, Das Erdöl und seine Verwandten, 3. Aufl. Braunschweig 1912. — Monke und Beyschlag, Über das Vorkommen des Erdöls. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1905. — Mrazec, Les gisements de pétrole en Roumanie. Bukarest 1910. — Rakusin, Die experimentellen Grundlagen der Geochemie und Geomechanik der Erdöle. Mitteil. d. Geol. Ges. Wien 1912, S. 272. — Ernst Blumer, Entwurf einer Übersicht der Erdöllagerstätten. Vierteljahrsschr. naturf. Ges. Zürich Bd. 64, 1919 (Heim-Festschrift), S. 141. — Derselbe, Geschichte des Erdöls. Neujahrsblatt naturf. Ges. Zürich, 122, 1920.

usw.; in Kalkstein in Teilen von Ohio und Indiana, in Louisiana und Texas, in Mexiko usw.

Wenn aber auch Erdöle und Asphalt in Sedimenten des verschiedensten Alters auftreten, so gehört doch mehr als die Hälfte aller bekannten Öllagerstätten dem Tertiär an, ist also geologisch sehr jung. Dies erklärt sich leicht daraus, daß überall, wo Luft und Wasser Zutritt zu Erdölvorkommen finden, sie diese ebenso zerstören, wie alle Stein- und Kalisalzlager. Je höher daher das Alter einer Öllagerstätte ist, desto leichter mußte sie der Vernichtung anheimfallen.

Es ist sehr bemerkenswert, daß fast alle Erdölvorkommen nicht an ihrer heutigen Fundstelle entstanden, sondern oft von weither und aus der Tiefe in diese eingewandert sind. Sie folgten dabei begreiflicherweise besonders den leicht durchlässigen Schichten — namentlich porösen Sanden und Sandsteinen —, bis ihnen undurchlässige Gesteinslagen halt geboten. An solchen Stellen haben sich Öl und Gas zuweilen zu Lagerstätten von außerordentlichem Reichtum angehäuft. Die Menge des Bitumens kann sogar so groß werden, daß das Öl in kleinen Quellen aus dem Gestein hervorsickert.

Lange Erfahrungen in Nordamerika, in Japan, auf Borneo, im Kaspigebiete, in Galizien und Rumänien haben gelehrt, daß das Petroleum und seine Begleitgase sich besonders in Antiklinen oder Schichtaufsattelungen ansammeln und hier oft große unterirdische Becken erfüllen, deren oberer Teil von Gas, die tieferen von Öl, die allertiefsten oftmals von Salzwasser eingenommen werden.

Die ölführenden Sattelfalten können die verschiedenste Form und Größe haben, ihre Länge einige bis über 100 km betragen, ihr Verlauf geradlinig oder gebogen sein, die Neigung der Sattelflügel einige wenige bis 10° und mehr betragen (Fig. 539). Ja es sind auch saigerstehende und überkippte Ölsättel bekannt. In der Regel verläuft die Scheitellinie des Sattels ebenmäßig, und diese häufigste Form der Öllagerstätten bezeichnet Ernst Blumer[1]) als Scheitellager. Mitunter aber steigt die Scheitellinie in Wellen auf und ab, und in diesem Falle pflegen die höchsten, kuppelförmigen Erhebungen den größten Gas- und Ölreichtum zu enthalten. Blumer spricht dann von Kuppellagern. Stehen die ölführenden Schichten sehr steil — wie dies namentlich in Kalifornien vorkommt —, so nennt Blumer sie Schenkellager.

Die Ölführung beschränkt sich aber keineswegs auf das Faltenland. Auch im Tafellande gibt es Öllagerstätten. In dieser flachliegenden Gestalt erscheinen sie z. B. im westlichen Randteile des großen appalachischen Petrolgebietes, wo die Schichtenneigung nur wenige Grade beträgt, und ebenso in SO von Ohio, im Tampicogebiete Mexikos und anderweitig. Die Aus-

[1]) Blumer, a. a. O. 1919.

dehnung dieser Tafellager BLUMERS pflegt viel größer zu sein als die der übrigen Lagerungsformen, da sie Hunderte, ja Tausende von Quadratkilometern betragen kann.

Im allgemeinen läßt sich aussprechen, daß Ölbohrungen im Faltenland ertragreicher zu sein pflegen, daß aber die Ausdehnung der Ölfelder und die Zahl der Ölbrunnen im Tafelland eine weit größere ist. „Die großen und reichen Ölvorkommen sind fast ausnahmslos entweder Scheitellager oder Tafellager, im besonderen entweder Kuppellager oder Tafellager" (BLUMER).

Nicht selten zeigt sich die Petrolführung auch an Spalten und Bruchlinien gebunden. So liegen bei Wietze und Ölheim im Hannoverschen die ergiebigsten Ölquellen im Kreuzungspunkte verschiedener Verwerfungen. Ebenso ist nach BOWNOCKER im Ölgebiet von Texas und

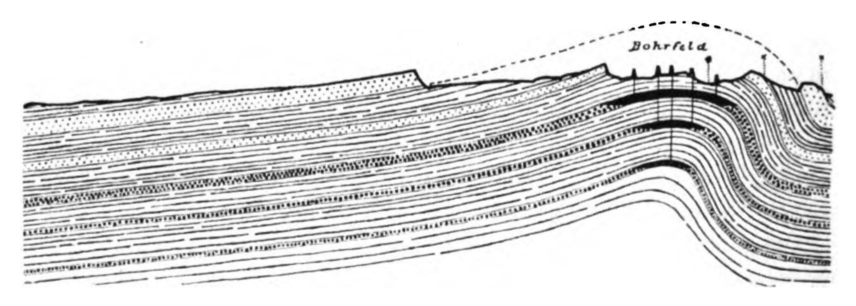


Fig. 539. Querschnitt durch eine Ölkuppel nach BLUMER.
(Leicht punktiert: Sandsteine; gestrichelt: Tone und Mergel; schwarz: Öl; stark punktiert: Salzwasser.)

Louisiana, wo die Schichten ganz flach liegen, das Petroleum in erster Linie an Dislokationen gebunden, und auch in Rumänien gehören nach MRAZEC die reichsten Petrolvorkommen dem Pliozän der großen subkarpathischen Überschiebungsdecke an.

Werden unterirdische Ölansammlungen vom Tage aus angebohrt, so steigt das unter hohem Gasdruck stehende Petroleum oft als Springquell empor, um unter Umständen jahrelang zu fließen und ungeheure Massen Öl zu liefern.

Obwohl fast in allen Ländern Erdöl gefunden wird, so kommen für dessen Gewinnung im großen und damit für den Weltmarkt nur wenige Gebiete in Betracht[1]). An erster Stelle stehen die Vereinigten Staaten Nordamerikas, wo besonders die Staaten Ohio, Pennsylvanien und Indiana durch ihren Ölreichtum ausgezeichnet sind. Nächstdem ist die Gegend von Baku am Kaspischen Meere als ein sehr wichtiges Erzeugungsgebiet zu nennen: beide Gebiete zusammen liefern mehr als 80 % der im Jahre 1909 rund 40 Millionen Tonnen betragenden Gesamterzeugung

[1]) Ein lehrreiches Übersichtskärtchen über die Verbreitung des Erdöls auf der Erde hat WANNER in der „Geol. Rundschau" (1910, I, S. 4) veröffentlicht.

von Rohpetroleum. Dann kommen Java und Borneo, Galizien und Rumänien. Sehr reich an Erdöl ist auch Mexiko. Das Hauptgebiet liegt hier an der Golfküste, in den Staaten Tamaulipao und Veracruz. Die ziemlich schweren Öle entspringen oberkretazischen und eozänen Kalken und Mergeln und sind besonders reich in der Nachbarschaft der zahlreichen jungvulkanischen Intrusionen. Neben Mexiko muß weiter auch Mesopotamien als ein überaus erdölreiches Land genannt werden, und dieser Reichtum erstreckt sich auch auf die angrenzende persische Provinz Chusistan.

In Deutschland wird Erdöl in Hannover (besonders bei Wietze unweit Celle, Peine und Ölheim) und bei Tegernsee in Oberbayern gewonnen.

Asphalt entsteht da, wo dunkle zähflüssige und schwere teerähnliche Erdöle zutage treten und verdunsten. Es bilden sich an solchen Stellen Asphaltkegel, -decken und -seen. Seit Jahrtausenden sind bekannt und werden ausgebeutet die Asphaltvorkommen Mesopotamiens und am Toten Meere — die alten Ägypter benutzten ihn zum Einbalsamieren ihrer Leichen, die Babylonier als Mörtel bei ihren großen Bauten. Das größte Asphaltvorkommen ist wohl das der Insel Trinidad, wo der berühmte, $^1/_2$ qkm große und über 50 m tiefe Asphaltsee liegt. Ein anderer, der Pechsee von Bermudez, findet sich in Venezuela.

Als eines der größten Ozokeritvorkommen wäre das von Boryslaw in Galizien zu nennen, das eine Spaltenausfüllung in der untermiozänen Salztonformation bildet.

Die Anschauungen über die Entstehung des Erdöls gingen bis vor kurzem weit auseinander. Man nahm früher an, daß das Petroleum dem Erdinnern entstamme. Es ist nur ein Wiederaufleben dieser Vorstellung in zeitgemäßerem Gewande, wenn Forscher wie Mendelejew und Moissan die natürlichen Kohlenwasserstoffe — die auch in den Dampfaushauchungen vulkanischer Ausbrüche nachweisbar sind — auf in der Tiefe vorhandene, sich in Berührung mit Wasser zersetzende Metallkarbide zurückführen. So bestechend diese Vorstellung auf den ersten Blick auch erscheinen mag, so hat man doch noch nicht nachweisen können, daß die Bedingungen zur Petrolbildung auf unorganischem Wege im großen in der Natur wirklich gegeben sind.

Die meisten Geologen nehmen daher seit den Zeiten L. v. Buchs keine unorganische, sondern eine organische Entstehung des Erdöls an. Seit es C. Engler[1]) 1890 gelang, erdölartige Stoffe durch Destillation größerer Mengen von Seetiertran bei 20—25 Atmosphären Druck und Temperaturen von 360—420° darzustellen, geht die gewöhnliche, auch von Engler geteilte Ansicht dahin, daß das Petroleum ausschließlich oder doch ganz überwiegend aus den Fettbestandteilen von Tieren hervorgegangen sei, und zwar durch natürliche Destillation, die durch die innere

[1]) Engler, Entstehung des Erdöls. „Chemische Industrie", 1895, S. 1—40.



Erdwärme vermittelt und durch den in der Tiefe herrschenden Druck unterstützt wurde. Nachdem aber ENGLER[1]) in neuester Zeit auch aus pflanzlichen Resten, und zwar aus Algenwasserblüte (*Microcystis flos aquae*) Petrolöle destilliert hat, darf man annehmen, daß das Steinöl aus den Fettresten sowohl von Tieren als auch von Pflanzen entstehen kann. Unter diesen letzten liefern nach POTONIÉ besonders die typischen Wasserpflanzen wegen ihres oft reichlichen Gehalts an fettem Öl ein für die Petrolbildung sehr geeignetes Material.

G. KRÄMER schreibt namentlich den im Süßwasser (besonders in Mooren) wie im Salzwasser ungemein verbreiteten Diatomeen (Bacillarien) eine Hauptrolle für die Petrolbildung zu[2]). Sie enthalten in Zellhohlräumen Öltröpfchen, die sich leicht in Erdwachs umbilden, das seinerseits durch Druckdestillation unter Abspaltung von Gasen (Methan usw.) in Erdöl übergeht. Wo Druck und Erdwärme zu dieser Umwandlung nicht ausreichen, bleibt das Erdwachs (wie in Galizien) zu Klumpen vereinigt als solches erhalten.

Da die Erfahrung gezeigt hat, daß fast alle in Begleitung des Erdöls vorkommenden Wässer salzhaltig sind, haben einige Forscher angenommen, daß dem Salz — und zwar besonders den Mutterlaugen — eine wesentliche Rolle für die Steinölbildung zufalle[3]). ENGLER hat indes dargetan, daß sich auch aus Süßwasserablagerungen, und zwar aus Faulschlamm, durch Druckdestillation petrolartige Öle und Paraffin darstellen lassen[4]); und in der Tat gibt es in Ohio und anderwärts Öl- und Ölgasvorkommen, die vollständig salzfrei sind.

POTONIÉ ist geneigt, in den sogenannten Faulschlammen oder Sapropelen eine Hauptquelle für die Entstehung des Petroleums zu erblicken[5]). Es sind das mulmige, mehr oder minder bitumenreiche Ablagerungen, wie sie sich an vielen Orten am Grunde stehender Gewässer (in Teichen, Seen, Lagunen usw.) aus tierischen wie aus pflanzlichen Resten bilden und sich in ähnlicher Weise auch in der geologischen Vorzeit gebildet haben (Posidonienschiefer des Lias, deutscher Kupferschiefer usw.). Daß die fossilen Sapropelgesteine — so die Kännelkohle, der Posidonienschiefer u. a. m. — Petroleum liefern, ist schon lange bekannt; neuerdings aber ist es ENGLER gelungen, solches auch aus rezentem Faulschlamm darzustellen.

---

[1]) POTONIÉ, Zur Frage nach den Urmaterialien der Petrolea. Jahrb. d. Geol. Landesanst. für 1904, S. 348. Berlin 1905.

[2]) DERSELBE, Sonderabdr. aus d. Ber. d. Deutsch. Chem. Ges. XXXII, Heft 15, S. 2940, 1899.

[3]) A. F. STAHL, Some theories of the formation of petroleum. Petroleum, London, 4. April 1903, S. 935. — OCHSENIUS, Chemikerzeitung 15, 16, 1891 u. 1892. — Allg. österr. Chem.- u. Techn.-Ztg. 1903. — Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893, S. 197.

[4]) POTONIÉ, a. a. O. S. 347.

[5]) Ebendaselbst S. 342.

Wie aber auch in jedem einzelnen Falle die Bildung der Erdöle vor sich gegangen sein mag, so viel darf jetzt als sicher angesehen werden, daß die große Masse dieser Öle organischen Ursprungs ist.

Auf das örtliche Vorhandensein großer Ansammlungen von **Grubengas** (Methan) im Erdboden ist bei uns die allgemeine Aufmerksamkeit durch den seinerzeit in Zeitungen viel besprochenen Gasbrand von Neuengamme unweit Hamburg gelenkt worden[1]). Aus einem im Elballuvium angesetzten und durch das Diluvium und Miozän bis in Mitteloligozän hinabgeführten,

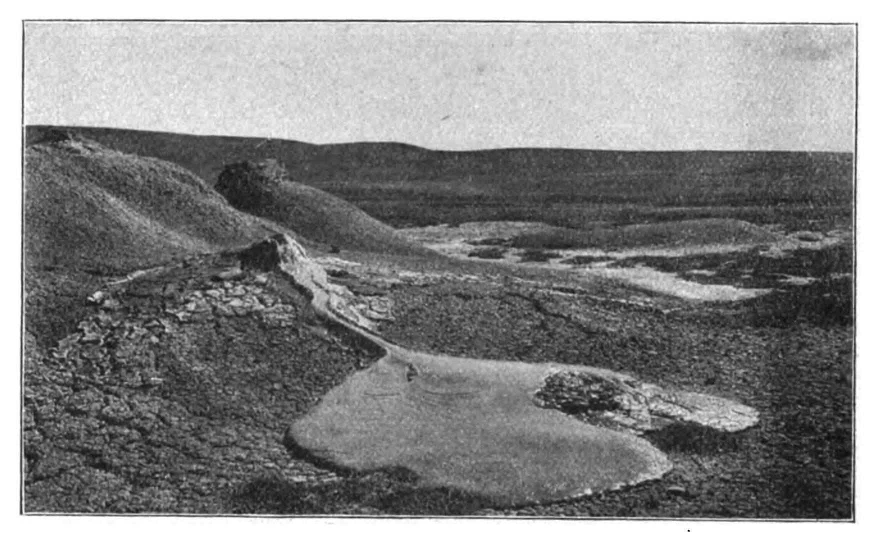


Fig. 540. Schlammvulkan Bulganak, Halbinsel Kertsch.
Nach Photographie von Prof. A. Pawlow (Moskau).

247 m tiefen Bohrloch brachen hier am 3. November 1910 ungeheure Gasmassen hervor, die, bald entzündet, 3 Wochen lang gebrannt haben, bis endlich die Löschung der Flamme und die Absperrung des Gases gelang. Jetzt wird es technisch verwertet. Die Herkunft des Gases ist noch unsicher; möglicherweise steht es mit noch unbekannten unterirdischen Petrolvorkommen in Zusammenhang.

Eine mit den Grubengasausströmungen nahe zusammenhängende Erscheinung stellen die sogenannten **Salsen** (Makaluben, Schlammvulkane, Schlammsprudel)[2]) dar.

[1]) W. Koert, Geologisch-paläontologische Mitteilung über die Gasbohrung von Neuengamme. Jahrb. d. Preuß. Landesanst. für 1911, S. 162.

[2]) Abich, Mém. Acad. St. Pétersb. VI, S. 405, 1865. — Gümbel, Sitzungsber. d. Bayr. Akad. 1879. — v. Lasaulx, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1879, S. 457. — Sjögren, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Bd. 37, S. 233, 1886.

Sie treten an vielen Punkten, so im Gebiet des Apennins unweit Parma und Modena, bei Girgenti auf Sizilien („Macaluba"), an der Mississippimündung („mud lumps"), am großartigsten aber bei Kertsch in der Krim sowie bei Baku am Kaspisee auf. Es sind meist kleine, im Kaspigebiet indes bis 30 m hohe, flachkeglige Aufschüttungen aus weichem grauem, in der Regel etwas salz- und erdölhaltigem Tonschlamm. Sie besitzen zuoberst eine kraterähnliche Einsenkung, aus der Gase — besonders CH_4 und CO_2, zuweilen auch H_2S —, Schlamm und Wasser hervortreten. Nach längerem Regenwetter verwandeln sie sich in Schlammpfuhle, aus denen die Gase mit brodelndem, gurgelndem oder zischendem Geräusch hervorbrechen. Zeit-

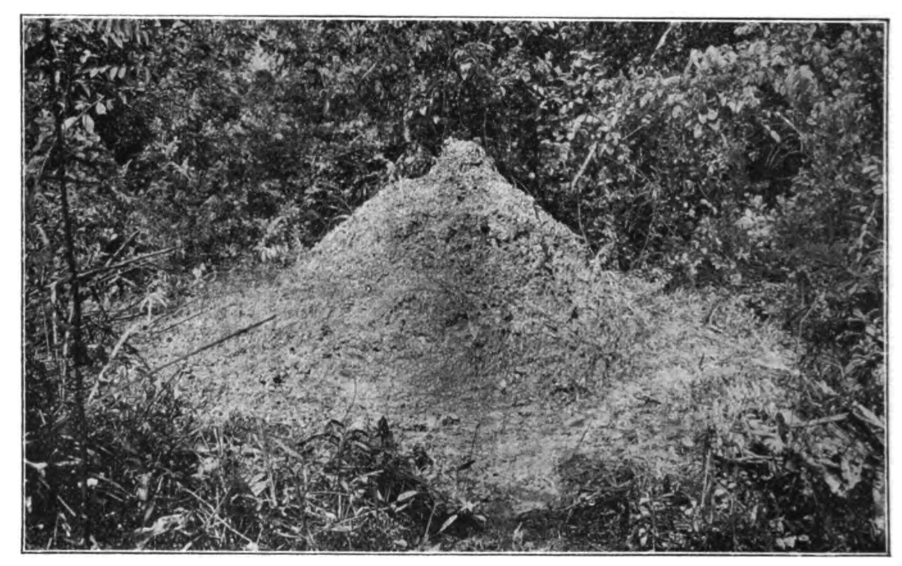


Fig. 541. Schlammkegel von Paja Bilie, Nord-Sumatra.
Nach E. Blumer.

weise können diese „Schlammvulkane" förmliche Ausbrüche haben. Unter erdbebenartigen Erschütterungen werfen sie dann nicht nur große Massen von Schlamm und Steinen aus, sondern lassen auch Schlammströme ausfließen, deren verheerende Wirkungen denen von Lavaströmen oft kaum nachstehen.

Ein Schlammsprudel in Sumatra, von dem wir mit gütiger Erlaubnis des Herrn E. Blumer eine Abbildung bringen, hatte im vorigen Jahrhundert zahlreiche Ausbrüche, bei denen sein Donner in weitem Umkreis vernommen, gewaltige Mengen von Schlamm, Sand und Steinen ausgeworfen und eine große Lichtung im Urwald erzeugt wurde. Nachdem inzwischen die unterirdischen Öl- und Gasmassen durch Bohrungen künstlich entleert wurden, ist der Schlammkegel zur Ruhe gekommen und der Wald drängt wieder rings gegen ihn heran (Fig. 541).

Erwähnt sei noch, daß es in neuerer Zeit infolge von Schlammausbrüchen im Kaspischen Meere mehrfach zur Inselbildung gekommen ist. Das gleiche wird von der Nordküste von Borneo und von der Westküste von Birma berichtet.

So ähnlich aber auch manche Salsen den Vulkanen werden können, so scheinen sie doch in Wirklichkeit mit diesen nichts gemein zu haben, wie schon daraus hervorgeht, daß die typischen Salsen keinerlei erhöhte Temperatur, geschweige denn eine Spur von Schmelzung aufweisen. Ihre Entstehung scheint vielmehr lediglich mit einem größeren Gehalt des Bodens an Kohlenwasserstoffgasen zusammenzuhängen. Ihre feststehende Vergesellschaftung mit Petroleum und Naphtha spricht ebenso für diese Annahme, wie die von SJÖGREN u. a. für die kaspischen Salsen festgestellte Tatsache, daß sie wie die unterirdischen Petrolansammlungen überall in erster Linie an Sattelachsen und Sattelspalten gebunden erscheinen.

Etwas anders mag es sich mit den warmen, stets in lebhafter Tätigkeit befindlichen, in vulkanischen Gegenden liegenden Salsen verhalten. So mit der Salse von Paternò am Südwestfuße des Ätna und anderen, die in der Umgebung der Vulkane von Island und Celebes auftreten[1]). Die Tatsache, daß ihre Tätigkeit mit jeder Eruption des Vulkans eine Steigerung erfährt, weist mindestens auf einen Einfluß der vulkanischen Tätigkeit auf diese Salsen hin, der allerdings vielleicht nur darauf zurückzuführen ist, daß die vulkanische Wärme das Entweichen der in der Tiefe angesammelten Kohlenwasserstoffgase befördert.

Mit wenigen Worten seien schließlich noch die merkwürdigen, meist aus der Anhäufung von Vogelmist hervorgegangenen **Guano-Ablagerungen** erwähnt. Sie finden sich in warmen regenlosen Gegenden, besonders auf den Inseln an der Küste von Peru, wo sie bis 10 m Mächtigkeit erlangen. Wegen des hohen Wertes, den sie infolge ihres Gehaltes an Kalziumphosphat sowie an harnsaurem und oxalsaurem Ammon als Düngemittel besitzen, werden sie hier im großen abgebaut.

Bemerkenswert sind Guanolager auf Atollen, bei denen die Phosphorsäure des Guanos in den Korallenkalk eingedrungen und ihn zum Teil in Phosphorit (sogenannten Sombrerit) umgewandelt hat[2]). Ähnliches hat wohl auch in geologischer Vorzeit stattgefunden, und so erklären sich vielleicht die bei Steinbach unweit Einsiedeln zu beobachtenden, 12 v. H. Phosphorit enthaltenden Korallenkalke des Eozäns (A. HEIM).

[1]) Auch ORINÒ tritt (Bull. soc. geogr. ital. 1906, 4, s. VII) für eine nahe Beziehung dieser und anderer Makaluben zur vulkanischen Tätigkeit ein.

[2]) Vgl. ELSCHNER, Korallogene Phosphatinseln Austral-Ozeaniens. Lübeck 1913.

Anhang.

Bildungsweise der durch exogene Kräfte entstehenden Gesteine[1]).

Einteilung nach ihrer Entstehungsart.

Nachdem wir uns im vorstehenden mit den Wirkungen der exogenen Kräfte bekannt gemacht, ist es noch erforderlich, einen flüchtigen Blick auf die durch diese Wirkungen entstehenden Gesteinsbildungen zu werfen. Wir können uns hierbei um so kürzer fassen, als im obigen bereits mehrfach — so besonders bei Besprechung der Verwitterung, der Bodenbildung, der Quellabsätze, der Fluß- und Seeablagerungen, der Neubildungen durch Eis, Meer und Organismen — auch von älteren, der geologischen Vorzeit angehörigen Gesteinsbildungen die Rede gewesen ist.

Alle durch exogene Vorgänge gebildeten Gesteine gehören der Abteilung der sekundären oder Sedimentgesteine an, d. h. der Gesteine, die ihren Stoff der Zertrümmerung oder Auslaugung anderer, älterer Gesteine verdanken. Nur für einen Teil der organischen Sedimente sowie für Schnee und Eis trifft dies nicht zu, da diese wesentlich ursprüngliche (primäre) Bildungen darstellen, die ihre Entstehung in der Hauptsache dem Kohlensäure- bzw. Wassergehalt der Atmosphäre oder dem Gehalt des Meeres und der festländischen Wässer an Kalk und anderen Mineralstoffen verdanken.

Als die bezeichnendsten Merkmale dieser Gesteine haben wir schon früher Schichtung, Versteinerungsführung und klastische Beschaffenheit kennengelernt, Eigenschaften, die wenn auch nicht allen, so doch den allermeisten Sedimentgesteinen zukommen.

Der größte Teil der Sedimentgesteine verdankt seine Entstehung der Ablagerung von Gesteinsbruchstücken oder -körnern, die durch mechanische Verfrachtung an ihre heutige Stelle gelangt sind. Wir bezeichnen sie deshalb als mechanische Sedimente.

---

[1]) JOH. WALTHER, Versuch einer Klassifikation der Gesteine usw. Internation. Geol. Kongr. St. Petersb. 1897. Compte rendu, 3. part. S. 9—25. — A. GRABAU, On the classification of sedimentary rocks. Amer. Geologist, Bd. 337, S. 228, 1904. — DERSELBE, Principles of stratigraphy. Neuyork 1913. — G. LINCK, Tabellen zur Gesteinskunde, 3. Aufl. Jena 1909. — F. RINNE, Gesteinskunde, 5. Aufl. Leipzig 1920.

Unter den Kräften, die jene Verfrachtung besorgt haben, fällt die Hauptrolle dem Wasser zu. Man nennt die in diesem zur Ablagerung gelangten Sedimente hydatogen. Hierher gehört die große Masse der mechanischen Sedimente. Viel geringer ist die Verbreitung zweier weiterer Gruppen von mechanischen Sedimenten: solche, deren Material durch die Atmosphäre, und solche, bei denen es durch Eis verfrachtet worden ist, und die wir daher als äolische oder anemogene und als glaziale oder kryogene[1]) Gesteine bezeichnen.

Von den genannten mechanischen Sedimenten scheiden sich mehr oder weniger scharf einmal solche Sedimente, die wenigstens in der Hauptsache Abscheidungen aus wäßrigen Lösungen darstellen, und zweitens solche, die aus der Anhäufung und Umbildung organischer Stoffe hervorgegangen sind. Man nennt diese beiden Gruppen chemische und organische Sedimente und stellt sie den mechanischen als gleichwertige Abteilungen gegenüber.

Die chemischen Sedimente lassen sich wiederum in atmosphärische oder anemogene: Abscheidungen aus der Atmosphäre (Schnee, Eis), und hydatogene: Abscheidungen aus Wasser (Steinsalz, Gips, Sinter usw.) einteilen. Die organischen Sedimente dagegen können je nach ihrer Abkunft von tierischen oder von pflanzlichen Stoffen in die beiden Gruppen der zoogenen (Globigerinenschlamm usw.) und der phytogenen (Kohlengesteine) getrennt werden.

Während die mechanischen Sedimente fast immer klastisch und geschichtet sind, ist ein großer Teil der organischen und chemischen Sedimente (Korallenkalke, manche Gips- und Steinsalzvorkommen) ungeschichtet und von mehr oder weniger kristalliner Beschaffenheit (Gletschereis, manche Kalksteine, manche Salz- und Gipsmassen). — Es bedarf kaum der Bemerkung, daß es auch Sedimente von gemischter Entstehung gibt. Sie sind sogar sehr verbreitet. Am häufigsten sind solche, die durch gleichzeitige mechanische und chemische Vorgänge entstanden sind.

Nach diesen Ausführungen können die normalen Sedimentgesteine nach ihrer Entstehungsweise in folgender Weise eingeteilt werden:

1. Mechanische (klastische oder Trümmergesteine)	a) hydatogene, b) anemogene oder äolische, c) kryogene oder glaziale,
2. Chemische (Ausscheidungssedimente)	a) anemogene (atmosphärische), b) hydatogene.
3. Organische[2]) (organogene)	a) phytogene, b) zoogene.

[1]) Äolisch nach Äolus, der Windgott. Anemogen nach ἄνεμος, die Luft; kryogen nach κρύος, Reif, Eis.

[2]) Chr. Ehrenberg hat diese Art von Gesteinen als Biolithe bezeichnet. Die brennbaren Biolithe nennt Potonié Kaustobiolithe.

Diese Einteilung bezieht sich indes nur auf die gewöhnlichen oder echten Sedimente, d. h. diejenigen, die an der Erdoberfläche (auf ebener Unterlage oder in beckenförmigen Vertiefungen der Erdkruste) abgelagert worden sind. Von diesen echten Sedimenten sind aber diejenigen zu trennen, die durch Ausfüllung von Hohlräumen oder Spalten im Inneren der Erde entstanden sind. Gewöhnlich bildeten sie sich durch Abscheidung von Mineralstoffen aus den in jene Hohlräume gelangenden wäßrigen Lösungen[1]).

Wenn die Hohlraumausfüllungen durch die angegebene Bildungsweise eine Verwandtschaft mit den hydatogenen chemischen Sedimenten besitzen, so entfernen sie sich anderseits nicht nur von diesen, sondern auch von den echten Sedimenten überhaupt durch ihr eigenartiges geologisches Auftreten und durch Besonderheiten in der petrographischen Beschaffenheit und Struktur. Denn während die überwiegende Masse der echten Sedimente durch Schichtung, Versteinerungsführung und meist auch durch klastische Beschaffenheit ausgezeichnet ist, so fehlen den Hohlraumausfüllungen wirkliche Schichtung und Versteinerungen gänzlich, klastische Beschaffenheit in der Regel. Es ist daher gerechtfertigt, sie den normalen Sedimenten als eine besondere Gruppe der „Hohlraumausfüllungen“ gegenüberzustellen.

I. Echte Sedimentgesteine.

Die vorstehende genetische Klassifikation der Sedimentgesteine bringt deren Entstehung durch die verschiedenen die Erdoberfläche beherrschenden exogenen Kräfte, nämlich Luft, Wasser, Eis, Organismen und chemische Vorgänge, deutlich zum Ausdruck.

Am besten ist unter allen Gruppen durch ihr eigenartiges Material die Gruppe der atmosphärischen Sedimente (Schnee und Eis) gekennzeichnet. Auch die hydatogenen chemischen Absätze (Salzgesteine, Gips; Kalk- und Kieselsinter, Opal; manche Kalk- und Eisensteine) geben sich durch ihre petrographische Beschaffenheit und ihre nichtklastische Struktur leicht als solche zu erkennen. Dasselbe gilt von einem großen Teile der organischen Sedimente, wie dem Humus, den

[1]) Daß Hohlräume im Gestein auch auf anderem Wege ausgefüllt werden können, beweisen Gangspalten, die mit sogenanntem Gangtonschiefer ausgefüllt sind, d. h. einem durch Zerreibung des Nebengesteins entstandenen oder auch von oben her eingeschlämmten Tonmaterial (v. Groddeck, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1866, S. 693). Noch anders sollen gewisse von Diller beschriebene kalifornische Sandsteingänge entstanden sein, nämlich durch Einpressung von nassem Sand in Erdbebenspalten. Daß endlich auch eine Hohlraumausfüllung auf sublimativem Wege möglich ist, ist bekannt. Diese aber kommt, da sie mit vulkanischen, also endogenen Vorgängen zusammenhängt, hier nicht in Betracht.



Kohlengesteinen und Kohlenwasserstoffen; und auch viele hierher gehörige Kalksteine (Knochen-, Muschel- und Echinodermenbrekzien, Korallen- und Algenkalke usw.) verraten ihre organische Abkunft sofort schon dem unbewaffneten Auge, während diese Abkunft bei den organischen Schlammen und den aus solchen hervorgegangenen Gesteinen (Globigerinen- und Radiolarienschlamm, Kreide, Kieselschiefer, Radiolarite) erst durch mikroskopische Untersuchung ersichtlich wird. Es ist übrigens nur natürlich, wenn sowohl die hydatogen-chemischen als auch die organischen Sedimente durch mannigfache Übergänge mit den herrschenden mechanischen Sedimenten verbunden sind.

Die Entstehungsart der übrigen mechanischen Sedimente, zumal der hydatogenen und anemogenen, ist nicht immer so leicht zu erkennen. Namentlich Sandsteine von ganz übereinstimmender äußerer Beschaffenheit können ebensogut unter Wasser (im Meere oder in Landseen), wie als äolische Bildungen auf trockener Unterlage entstanden sein. In diesen wie in anderen Fällen wird eine sorgfältige Untersuchung des Auftretens des betreffenden Gesteins in der Natur erforderlich sein, um seine Entstehung entweder auf mechanisch-wäßrigem oder äolischem oder glazialem Wege festzustellen.

Die Frage nach der Beschaffenheit der Sedimente unmittelbar nach ihrer Ablagerung ist dahin zu beantworten, daß bei den allermeisten der ursprüngliche Zustand von dem heutigen mehr oder weniger verschieden war. Denn in der großen Mehrzahl sind die Sedimentgesteine ursprünglich als weiche oder lockere Massen abgelagert worden; heutzutage aber finden wir sie nur ausnahmsweise noch in diesem Zustande, während sie in der Regel einen mehr oder weniger hohen Grad von Festigkeit besitzen. Diese verfestigte Beschaffenheit ist offenbar eine Folge späterer, erst nach der Ablagerung der Sedimente eingetretener Einwirkungen, die teils chemischer, teils physikalischer Natur waren.

Alle solche nachträglichen, durch chemische und physikalische Vorgänge herbeigeführten Umwandlungen der Gesteine, soweit sie nicht auf Rechnung des Gebirgsdrucks und vulkanischer Wärme kommen, hat JOH. WALTHER unter der Bezeichnung **Diagenese** zusammengefaßt[1]). Schon vor ihm hatte W. GÜMBEL diesen Ausdruck, allerdings in etwas abweichendem Sinne, gebraucht. K. ANDRÉE will ihn auf diejenigen molekularen und chemischen Umwandlungen beschränkt wissen, die das Sediment unter dem Einfluß seiner Ablagerungsumgebung und auch nach Heraushebung aus dieser, durch Bergfeuchtigkeit und Sickerwässer erfährt. Die Hauptveränderungen bestehen

[1]) WALTHER, Lithogenesis der Gegenwart, III, S. 693, 1894.

nach ANDRÉE[1]) in Umkristallisation, Konkretionsbildung, Erhärtung und Entsalzung.

Durch chemische Vorgänge sind Sande, Schotter, Gerölle und andere ähnliche lockere Massen mit einem kalkigen, kieseligen, eisenhaltigen oder sonstigen Zement durchtränkt und in Sandsteine, Konglomerate und Brekzien umgewandelt worden. Das Bindemittel ist dem Gestein entweder in wäßriger Lösung durch Sicker- oder Quellwässer zugeführt worden oder es rührt von der Auflösung eines Teils der Trümmer selbst her (Kalzitzement in Kalkkonglomeraten) oder es ist ein Erzeugnis verwickelterer chemischer Umsetzungen der Trümmer (Zementierung von Sandsteinen durch Schwerspat, Flußspat usw., Quarzzement in Granitsand usw.). Auch das Eindringen von Kieselsäuregel in lockere Gesteine (besonders Sandsteine) und die weitere Adsorption von Kali, Kalk und anderen Stoffen in tonigen Gesteinen gehören hierher; und ebenso die mannigfachen Umsetzungen, die sich in den Kalisalzlagern unserer norddeutschen Zechsteinformation abgespielt haben, hier besonders infolge ihrer allmählichen Überdeckung mit jüngeren Ablagerungen und dem damit zusammenhängenden Ansteigen der Temperatur. Andere, besonders kalkige Gesteine haben eine mehr oder weniger tiefgehende Umkristallisierung erfahren, durch die unter anderem die organische Struktur vieler Korallen- und Algenkalke fast bis auf die letzte Spur verloren gegangen ist. Organisch-aragonitische Kalksteine sind derartigen Umkristallisationen mehr unterworfen als die beständigeren Kalksteine aus kalzitischen Schalenresten.

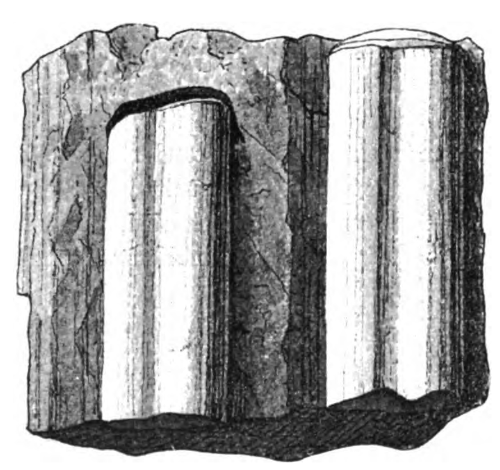


Fig. 542. Stylolithen in Muschelkalk. Rüdersdorf bei Berlin. (Urstück im Marburger Geol. Museum.)

In noch anderen Fällen hat die Umwandlung sowohl die molekulare als auch die chemische Beschaffenheit des Gesteins betroffen. So sind auf den früher besprochenen Wegen aus ursprünglich schwach magnesiumhaltigen Kalksteinen echte Dolomite, aus Kalksteinen kieselige Gesteine oder Spateisenstein, aus diesem Roteisen entstanden u. a. m. In noch anderen Fällen endlich sind durch Einwirkung von sauren und salzigen Lösungen der Sickerwässer neue, dem Gestein von Haus aus fremde Bestandteile zugeführt worden.

[1]) ANDRÉE, Geol. Rundsch. II, S. 61, 1911.

Bei allen diesen Veränderungen spielen Stoffwanderungen eine ähnliche Rolle wie bei der Konkretionsbildung, durch die um gewisse Anziehungspunkte (häufig Organismenreste) herum Ballungen von abweichender Beschaffenheit — Pyrit-, Sphärosiderit- und Gipskonkretionen in Schiefern bzw. Tonen, Kalk- und Schwerspatkonkretionen in Sanden und Sandsteinen, Flintkonkretionen in der Schreibkreide u. a. m. — entstanden.

Neben den chemischen aber haben auch physikalische Vorgänge verschiedener Art zur allmählichen Umwandlung und Verfestigung der Sedimente beigetragen. Unter diesen Einflüssen dürfte einmal der Druck in Betracht kommen, den die überliegenden Schichten auf eine gegebene Schicht ausgeübt haben. So kommt z. B. die Umbildung ehemaliger Schlammablagerungen zu Schiefertonen gewiß zum großen Teil auf seine Rechnung. Daneben wird aber sicherlich auch die Erwärmung, die eine Schichtenmasse in dem Maße, als sie durch jüngere Sedimente bedeckt wurde, durch das allmähliche Aufsteigen der Geoisothermen erfuhr, in vielen Fällen eine wesentliche Rolle gespielt haben.

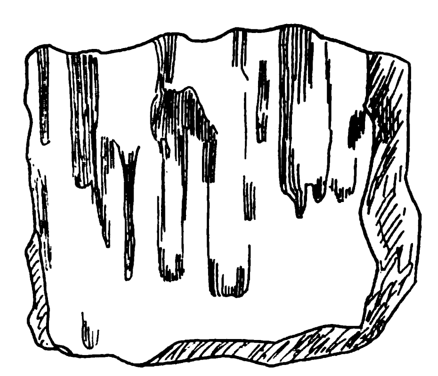


Fig. 543. Stylolithen im Hauptrogenstein (Dogger). Lipburg (Schwarzwald). (Urstück im Marburger Geol. Museum.)

Daß überhaupt Druck und Wärme molekulare und chemische Umwandlungen hervorrufen können, ist bekannt. Daß sie auch für die Verfestigung der Gesteine eine große Rolle spielen, geht aus zahlreichen Tatsachen hervor. So haben Gesteine, die seit ihrer Ablagerung nicht oder in nur unbedeutendem Maße mit jüngeren Schichten bedeckt worden sind und keine Störung ihrer ursprünglichen Lagerung erfahren haben, trotz hohen Alters oftmals dennoch bis auf den heutigen Tag ihre ursprüngliche lockere oder plastische Beschaffenheit bewahrt. Ein bekanntes Beispiel bilden die Sande und der plastische „blaue" Ton der kambrischen Formation von St. Petersburg[1]). Umgekehrt weiß man, daß selbst verhältnismäßig jugendliche Sedimente, wenn sie infolge starker Bedeckung und gebirgsbildender Vorgänge eine starke Zusammendrückung und Erwärmung erlitten haben, einen Grad von Verfestigung zeigen können, wie er sonst nur bei geologisch älteren Gesteinen angetroffen wird. Die bekannten, in ausgezeichneten Dachschiefer

[1]) Daß diese lockere Beschaffenheit nicht nur für die kambrischen Sande und Tone von Petersburg, sondern auch für viele jüngere (devonische, jurassische, kretazische und tertiäre) Sedimente des Ostseegebietes Gültigkeit hat, ist jüngst von W. Deecke (Sonderabdr. aus Berichte d. naturf. Ges. Freiburg i. Br. Bd. 22, S. 20, 1919) hervorgehoben worden.

umgewandelten tertiären Fischschiefer von Glarus bieten dafür ein treffliches Beispiel.

Andere tiefergehende strukturelle und stoffliche Umwandlungen, welche die Sedimentgesteine durch mit der Gebirgsbildung verbundene Zusammenpressung und Dislokation erlitten haben, sollen erst später, bei Betrachtung der Vorgänge der Dislokations- und Kontaktmetamorphose, besprochen werden.

Im Anschluß an vorstehende Mitteilungen mögen hier noch einige Bemerkungen über ein paar besondere, auf Druck- und Lösungsvorgänge zurückzuführende Umbildungserscheinungen in sedimentären, und zwar besonders in kalkigen Gesteinen, Platz finden. Es sind das Stylolithen, Drucksuturen und mit Eindrücken versehene Gerölle.

Stylolithen. Sie stellen 10, mitunter sogar bis 30 cm lange zapfen- oder säulenförmige, längsgestreifte Gebilde dar (Fig. 542, 543), die besonders in Kalksteinen und Dolomiten, am häufigsten wohl im deutschen Muschelkalk vorkommen. Aus einer Schicht in die darüberliegende eindringend, also gewissermaßen gegenseitige Verzapfungen zweier Schichten bildend, pflegen sie an ihrem Ende Tonkappen und darunter zuweilen eine Muschel oder ein Knochenstückchen zu tragen.

Nach einer älteren Annahme von QUENSTEDT und GÜMBEL[1]) wären diese merkwürdigen Gebilde durch den Druck der überliegenden Schichten auf eine bereits mehr verfestigte Mergelbank entstanden, die zerdrückt und zerstückt und in einzelnen Teilen — eben den Stylolithenzapfen — in die unterliegende, noch weniger verfestigte Schicht eingepreßt wurde. Diese Erklärung versagt indes in den Fällen, wo die beiden zapfenförmig ineinandergreifenden Schichten von gleicher petrographischer Beschaffenheit sind.

Eine andere neuere Erklärung rührt von O. REIS her. Nach ihm wären die Stylolithen im bereits völlig verfestigten Gestein entstanden, und zwar durch Horizontalzersprengungen, die den Anstoß zu chemischen Lösungsvorgängen gaben. Diese Lösungen fanden — infolge der hier stattfindenden Drucksteigerung — vor den Köpfen der Stylolithenzapfen statt und ermöglichten diesen, allmählich immer tiefer in deren Umgebung einzudringen. Die Tonkappen aber wären nichts anderes als die unlöslichen (tonigen) Rückstände der Auflösung des Kalkes[2]).

Den Stylolithen nahe verwandt und durch zahlreiche Übergänge mit ihnen verbunden sind die Drucksuturen. Sie unterscheiden sich von den Stylolithen nur dadurch, daß sie keine lange, stiel- oder zapfenförmige,

[1]) GÜMBEL, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1882, S. 642.

[2]) REIS, München. geogn. Jahresh. 1901, 14. Jahrg., S. 67; 1902, 15. Jahrg., S. 166; 1903, 16. Jahrg., S. 157.

sondern kurze, spitz endigende und mit gezackten Seitenflächen versehene Gebilde darstellen. Es sind dünne, das Gestein durchziehende Tonhäute, die immer von der Farbe des Gesteins, aber stets dunkler als dieses sind.

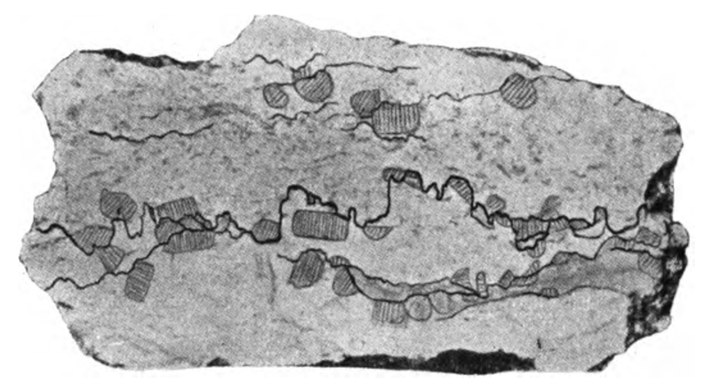


Fig. 544. Trochitenkalk mit stylolithenartigen Drucksuturen. Crailsheim (Württemberg). Nach G. WAGNER.

Sie erscheinen als lang hinziehende wellig-zackige Säume oder Nähte, die man treffend mit Schädelsuturen verglichen hat (Fig. 544, 545)[1].

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß auch die Drucksuturen nur ein Ergebnis chemischer Auflösung in bereits verfestigten Gesteinen darstellen.

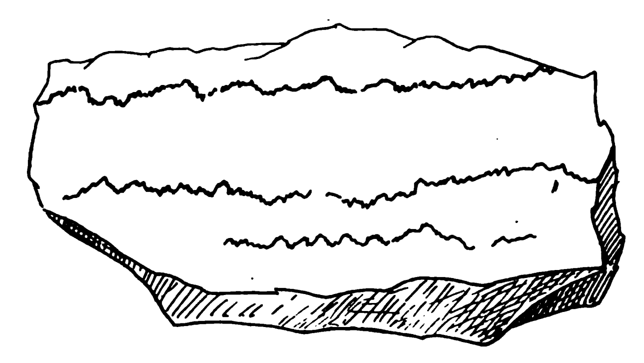


Fig. 545. Unterkarbonkalk mit Drucksuturen. Point-Edward-Steinbruch bei Sydney, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. Urstück im Marburger Geol. Museum. (Prof. K. ANDRÉE leg. 1913.)

Auch hier sind die Tonhäute die unlöslichen Lösungsrückstände, und auch hier hängt die Verzahnung der Schichten mit der örtlich wechselnden Stärke der Druck- und Lösungsvorgänge zusammen: an Stellen stärksten Druckes fand immer die stärkste Auflösung und damit das stärkste Eindringen in die Nachbarschicht statt.

[1]) GEORG WAGNER, Stylolithen und Drucksuturen. Kokens Geol. u. Paläontol. Abh. XI, 2. Jena 1913.

Sowohl Stylolithen als auch Drucksuturen treten nie vereinzelt, sondern immer in Massen auf. Die senkrechte Streifung oder Riefung beider erklärt sich jedenfalls, ähnlich wie bei den Rutschstreifen, aus der Bewegung der ineinander eindringenden Gesteinszäpfchen.

Die zerquetschten und mit Eindrücken versehenen Geschiebe endlich bestehen stets aus mehr oder weniger löslichem Gestein, besonders aus Kalk, und finden sich in allen möglichen Formationen vom Paläozoikum bis ins Tertiär und Diluvium (miozäne Molasse, alpine Moränennagelfluh) hinauf. Die Berstungsrisse gehen oft radial von einer Stelle aus (Fig. 546) und können so stark sein, daß das Gerölle dadurch fast

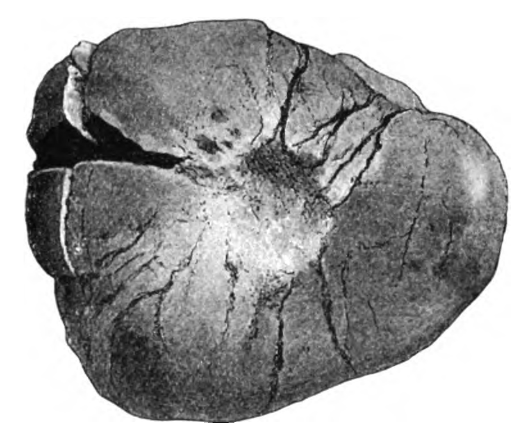


Fig. 546. Zerquetschtes Quarzgeschiebe. Karbonformation des Mansfeldschen. (Urstück im Marburger Geol. Museum.)



Fig. 547. Gerölle mit Eindrücken. Miozäne Nagelfluh der Schweiz.

seinen Zusammenhang eingebüßt hat. Die Eindrücke rühren immer von Nachbargeschieben her, und zwar dringt — worauf Herr Prof. Alb. Heim uns freundlichst aufmerksam gemacht hat — immer das stärker gekrümmte Geröll in ein anderes von geringerer Krümmung ein.

Hat man Gelegenheit, derartige Gerölle im Anstehenden zu beobachten, so erhält man zuerst den Eindruck, als habe es sich während der Pressung noch in plastischem Zustand befunden. Dieser Eindruck würde zwar für das Geröll Fig. 546 mit radial von der Druckstelle ausgehenden Rissen passen, aber nicht für Fig. 547, dessen zahlreiche Eindrücke nur durch Auflösung entstanden sein können. Offenbar handelt es sich hier um ähnliche chemische Lösungserscheinungen wie bei den Stylolithen und Drucksuturen. Der Vorgang muß dabei ungefähr der schon vor langer Zeit von Sorby gemutmaßte gewesen sein: infolge der starken Pressung trat an der Druckstelle des flacheren Geschiebes eine feine pulverige Zersplitterung des Gesteins ein, die eine raschere Lösung an dieser Stelle zur Folge hatte. Hielt die Gegeneinander-

pressung der beiden Gerölle längere Zeit an, so schritt die Auflösung immer weiter fort und das eine Geschiebe konnte immer tiefer in das andere eindringen.

II. Hohlraumausfüllungen.

Die Hohlräume, innerhalb welcher der Mineralabsatz erfolgte, waren teils kleinere rundliche oder auch unregelmäßige Drusenräume, teils größere höhlenförmige Weitungen, teils endlich offene Risse, Klüfte und Spalten im Gestein.

Durch Ausfüllung von Drusenräumen bilden sich die schon früher (S. 449) erwähnten, besonders aus Quarz, Kalkspat, Aragonit und Zeolithen bestehenden Mandeln.

In Höhlen und Schlotten dagegen entstehen nicht nur Inkrustationen und Tropfsteine von Kalkspat, wie wir sie ebenfalls schon früher kennen gelernt haben, sondern auch nester- oder stockförmige oder unregelmäßig begrenzte Ablagerungen verschiedener metallischer Mineralien. Besonders wichtig sind unter diesen einmal Vorkommen von Bleiglanz, Blende, Galmei, Pyrit, Brauneisen usw., wie sie in Kalksteinen und Dolomiten verschiedensten Alters (bei Beuthen und Tarnowitz in Oberschlesien, bei Iserlohn und Brilon, am Altenberg bei Aachen, bei Wiesloch in Baden, bei Raibl in Kärnten und a. a. O.) auftreten; dann solche von Brauneisen und Manganerzen, wie sie ebenfalls im Kalkstein und Dolomit bei Sötenich in der Eifel, bei Herges am Thüringer Wald, im Nassauischen und Wetzlarschen entwickelt sind.

Nach heutiger Anschauung würden alle solche Erzvorkommen nur zum kleineren Teil durch Ausfüllung von Hohlräumen entstanden sein, zum größeren aber durch Verdrängung des Kalksteins durch die Erze, die von den in das Gestein eindringenden Lösungen abgeschieden wurden. Man bezeichnet die auf diese Weise entstandenen Erzlagerstätten als metasomatisch (Metasomatose = Verdrängung).

Die Spalten- und Kluftausfüllungen endlich bestehen teils aus nichtmetallischen, teils aus metallischen Mineralien oder einem Gemisch von beiden. Man bezeichnet solche der ersten Art als Mineralgänge, solche der letzten als Erzgänge[1]).

[1]) Breithaupt, Die Paragenesis der Mineralien. Freiberg 1849. — v. Cotta, Lehre von den Erzlagerstätten. 2. Aufl. Freiburg 1859—1861. — v. Groddeck, Lehre von den Lagerstätten der Erze. Leipzig 1879. — de Launay, Formation des gites métallifères. Paris 1893. — Kemp, The ore deposits of the United States and Canada. 3. Aufl. New York 1900. — R. Beck, Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901. 3. Aufl. 1909. — Stelzner-Bergeat, Die Erzlagerstätten. 2 Bde. Leipzig 1904—1906. — A. Sachs, Die Erze. Leipzig-Wien 1905. — v. Dechen-Bruhns, Die nutzbaren Mineralien und Gesteine im Deutschen Reich. Berlin 1906. — Beyschlag, Krusch und Vogt, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. 3 Bde. Stuttgart 1910—1913. —

Die Mineralgänge werden besonders von Quarz, Schwerspat, Karbonatspäten und Flußspat, die Erzgänge von verschiedenen Erzen gebildet. In der äußeren Form stimmen beide Arten von Gängen vollständig überein.

Wie bei allen Gängen, so spricht man auch bei den Mineralgängen von ihrem Fallen und Streichen, von ihrem Liegenden und Hangenden, von ihrem Salbande. Auch diese Gänge keilen sich aus, setzen wieder auf, scharen und zertrümern sich, durchsetzen und verwerfen einander. Zonenweise vergesellschaftete Gänge bezeichnet man als Gangzüge.

Nach der Art ihres Auftretens unterscheidet man 1. echte Gänge, die das Nebengestein unter mehr oder weniger großem Winkel durchschneiden, 2. Lagergänge, die normal zwischen den Schichten des Nebengesteins auftreten, 3. Lentikulargänge, die bald normal, bald abnorm ge-

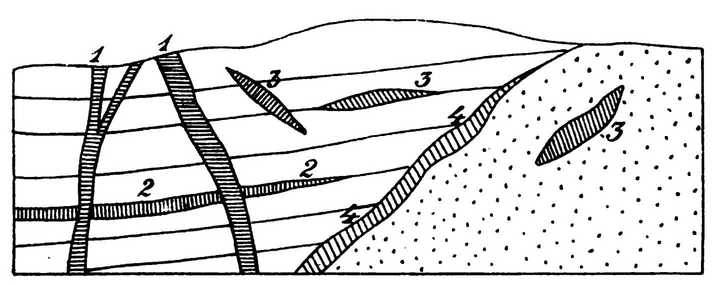


Fig. 548. Verschiedene Arten von Erz- und Mineralgängen. Nach B. v. Cotta.
1 **Echte Gänge.** *2* **Lagergang.** *3* **Lentikulargänge.** *4* **Kontaktgang.**

lagert, durch linsenförmige Gestalt ausgezeichnet sind, und 4. Kontaktgänge, die an der Grenze zweier verschiedenartiger Gesteinsmassen auftreten.

Was die Bildung der Mineral- und Erzgänge betrifft, so unterliegt es keinem Zweifel, daß sie zum größten Teil auf hydrochemischem Wege entstanden sind, also durch Abscheidung von Mineralstoffen aus den Wässern, welche sich auf den Gangspalten oder sonstigen Hohlräumen im Gestein bewegten. Mit dieser Entstehung durch allmähliche Ausfüllung einer ehemaligen Spalte hängt die gewöhnliche symmetrisch-lagenförmige Struktur der Mineral- und Erzgänge zusammen. Das zuerst ausgeschiedene Mineral (*a* in Fig. 549) bildete auf beiden Seiten der Spalte eine Lage unmittelbar am Salbande; darauf bildete sich jederseits eine Lage *b* usw. Mitunter bleibt die Mitte des Ganges unausgefüllt und stellt einen spaltförmigen, mit Kristallen ausgekleideten Raum im „Nebengestein" (*n*) dar.

Viel seltener als die symmetrisch-lagenförmige kommen bei Erzgängen massige, brekzienförmige oder noch andere Strukturen vor.

A. Bergeat, Abriß der Erzlagerstättenkunde. Jena 1913. — W. Emmons, The principles of economic geology. New York u. London 1918. — W. Lindgren, Mineral deposits. 2. Aufl., New York u. London 1919. — P. Groth, Topographische Übersicht der Minerallagerstätten. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1917.

So zweifellos aber auch die Entstehung der großen Masse der Mineral- und Erzgänge auf nassem Wege ist, so weit gehen die Ansichten über die Herkunft ihres Ausfüllungsmaterials auseinander. Es stehen sich hier zwei Ansichten gegenüber.

Nach der besonders durch FRIDOL. SANDBERGER vertretenen Lateralsekretionstheorie stammt das Füllmaterial der Gänge aus deren Nebengestein. Dies soll sowohl für nichtmetallische Gangmineralien: Quarz, Kalkspat, Flußspat usw. gelten, als auch für metallische Stoffe, von denen SANDBERGER nachwies, daß sie in den gewöhnlichsten Silikatmineralien (Glimmer, Feldspat, Augit, Olivin usw.) in sehr kleinen Mengen eine ungeahnt große Verbreitung haben[1]). Diese Stoffe sollen durch Sickerwässer ausgelaugt, in die Gangspalte geführt und dort in angereicherter Form wieder abgelagert worden sein.

Gegen diese Anschauungen spricht indes einmal das Vorkommen von Gängen mit ganz verschiedener Füllmasse in einem und demselben Gestein, und dann die ganz bestimmte Reihenfolge, in welcher sich in der Regel die Erze in der Spalte abgelagert haben, während doch nach der genannten Theorie immer nahezu die gleichen Lösungen aus dem Nebengestein in die Spalte hätten gelangen sollen.

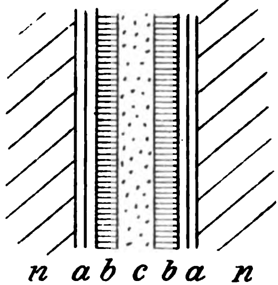


Fig. 549. Gewöhnliche symmetrisch - lagenförmige Struktur eines Erzganges.

Der Theorie von der Lateralsekretion steht gegenüber die Aszensions- oder Thermaltheorie, nach der die Erzgänge durch in den Gangspalten aufsteigende Quellen gebildet sein sollen, die mit höherer Temperatur und in der Regel auch mit hohem Gehalt an gelösten Mineralstoffen begabt waren.

Einen besonders eifrigen Verfechter hat diese Theorie in A. STELZNER gefunden[2]). Dieser Forscher hat geltend gemacht, daß wenn die Lateralsekretionstheorie richtig wäre, man erwarten dürfte, nicht nur die großen Gangspalten, sondern überhaupt alle Klüfte, Risse und sonstigen Hohlräume im Gestein mit Erzen erfüllt zu finden. Dies sei aber nicht der Fall. Ebenso lasse jene Theorie unerklärt, warum die meisten und reichsten Erzgänge (wie im Sächsischen Erzgebirge, im Harz, in den Karpathen, den Kordilleren Nord- und Südamerikas usw.) an Gebiete mit stark gefaltetem Schichtenbau gebunden seien. In dieser Beschränkung komme eine gewiß

[1]) SANDBERGER wies dies zuerst für die Gneise und Granite des Schwarzwaldes und Spessarts nach (Berg- u. hüttenmänn. Ztg. 1877. — Untersuch. über Erzgänge. Wien 1882—1885).

[2]) STELZNER, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1879, S. 644. — Berg- u. hüttenmänn. Zeitschr. d. Bergakad. Leoben und Pribram 1889, Bd. 37.

nicht zufällige Abhängigkeit der Erzgänge von tief hinabreichenden Bruchspalten und den auf solchen Spalten emporsteigenden Säuerlingen und Thermalquellen zum Ausdruck.

In der Tat liegen manche auf diesen Zusammenhang hindeutende Beobachtungen vor. Eines der bekanntesten Beispiele bieten die Orte Plombières und Bourbonne-les-Bains am Westabhange der Vogesen. Bei Plombières treten heiße Quellen an den Salbändern von Gängen zutage, die im Granit aufsetzend, aus Quarz, Flußspat, Schwerspat, Schwefelkies, Roteisen usw. bestehen. Daß hier die Bildung dieser Mineralien noch fortdauert, geht daraus hervor, daß man beim Ausgraben altrömischer Badeanlagen im Mauerwerk Zeolithe, Kalkspat, Flußspat usw. angetroffen hat. Ähnliche Neubildungen fand DAUBRÉE auch bei Bourbonne-les-Bains[1]).

Einige amerikanische Geologen, EMMONS, BECKER, LE CONTE, vertreten eine zwischen Lateral- und Aszensionstheorie vermittelnde Ansicht. Nach ihnen wären die meisten Gänge durch Zusammentreffen von sich in verschiedener Richtung bewegenden Wässern und dadurch bedingte Fällung der gelösten Mineralstoffe entstanden. Insbesondere muß Mineralausscheidung beim Zusammentreffen von aus größerer Tiefe aufsteigenden, an Mineralbestandteilen reichen, *juvenilen* Thermen mit absteigenden, *vadosen* Wässern eintreten.

So entstehen z. B. Karbonate und Quarz durch Aufeinandertreffen von Kohlensäure und gelösten Silikaten; und ebenso bilden sich aus gelösten Bariumsalzen und Sulfaten Schwerspat und aus Schwefelwasserstoff oder gelösten Sulfiden Schwefelmetalle oder Sulfosalze.

Daß überhaupt den Thermen eine große Rolle für die Entstehung der Erzgänge zukommt, kann nach den heutigen Erfahrungen nicht in Abrede gestellt werden. Einen schlagenden Beleg dafür liefern die kalifornischen Zinnoberlagerstätten. An gewissen Punkten (so in der sogenannten Sulphurbank und im Steamboat Valley) setzen die teils aus vulkanischen Tuffen, teils aus Granit und Basalt hervorbrechenden heißen Quellen, Solfataren und Suffionen noch jetzt massenhaften Zinnober ab. Zusammen mit Schwefel, Opal, Schwefelkies, Kupferkies, Eisen- und Manganoxyden bildet er in den Bodenschichten, besonders aber an den Wandungen der Quellspalten, überall kleinere und größere Adern, Nester und Imprägnationen[2]).

Nach diesen und anderen ähnlichen Erfahrungen darf man mit VOGT u. a. annehmen, daß viele Erzgänge und auch noch andere Erzlagerstätten als eine *Wirkung vulkanischer bzw. eruptiver Tätigkeit* aufzufassen sind und daß die Urheimat der Erze selbst in den tieferen Teilen des Erdinnern zu suchen ist[3]).

[1]) DAUBRÉE, Synthetische Geologie, S. 57.

[2]) Vgl. Neues Jahrb. f. Min. 1880, II, S. 331.

[3]) Zeitschr. f. prakt. Geol. 1898, S. 225; 1899, S. 10.





